Lire
la troisième partie
de la thèse

Chapitre 5

Prévisions d'ensemble avec TSM observées sur la période 1958-2007

1 Motivations et protocole expérimental

Comme il a été montré dans le chapitre 3, la relaxation de la stratosphère extra-tropicale vers les réanalyses du CEPMMT apporte un bénéfice important par rapport au seul forçage océanique, tant sur l'état moyen que sur la variabilité troposphérique à différentes échelles. La relaxation de la stratosphère équatoriale permet quant à elle d'augmenter, de façon plus modeste, la variabilité stratosphérique hivernale, qui conduit à une réponse de la variabilité en surface se projetant sur une structure de type AO. De plus, l'étude des hivers 1976-1977 et 2009-2010 dans le chapitre 4 a confirmé l'importance d'une stratosphère extra-tropicale réaliste pour la représentation du signal saisonnier NAO et des anomalies de température en surface sur l'Europe via le couplage dynamique stratosphère-troposphère, pour des conditions stratosphériques polaires marquées par l'occurrence de réchauffements stratosphériques soudains (RSS).

Ces résultats nous incitent à pousser plus loin nos travaux sur la possibilité d'amélioration de la prévisibilité hivernale du modèle ARPEGE-Climat, en tentant de mieux représenter la stratosphère, notamment via une meilleure **résolution verticale**. Certaines études font en effet l'hypothèse que le manque de variabilité dans les modèles est principalement dû à une stratosphère peu résolue. Bien que l'on commence depuis peu à analyser « proprement » l'effet d'une stratosphère mieux résolue sur le climat de surface dans les modèles (Hardiman et al., 2012), les études se sont jusque-là principalement concentrées sur l'impact aux tropiques (Boville et Randel, 1992) ou dans l'hémisphère sud (Roff et al., 2011), en augmentant le nombre de niveaux à la fois dans la stratosphère et la troposphère.

Dans ce chapitre, l'effet de la résolution verticale et l'impact de la **relaxation stratosphérique** sont étudiés pour la version 5 du modèle ARPEGE-Climat, sur des simulations hivernales d'ensembles conséquentes couvrant 50 hivers, et permettant des résultats plus robustes qu'au chapitre 3. Ces simulations hivernales sont **initialisées** au premier novembre. Pour autant, parler de « **prévisibilité** » est abusif étant donné que nos simulations sont forcées par les TSM observées. C'est pourquoi dans la suite de ce chapitre, nous parlerons plutôt de « **reproductibilité** » de la variabilité hivernale.

Ce chapitre se penche en particulier sur les questions suivantes :

- Quel est l'effet de la résolution verticale stratosphérique sur la variabilité hivernale aux échelles inter-annuelle à intra-saisonnière et sa reproductibilité sur la période 1958-2007 ?
- Quel est l'apport d'une relaxation stratosphérique globale ou simplement équatoriale ?
- Quelle est la nature des interactions entre les forçages océanique (ex : ENSO) et stratosphérique (ex : QBO) ?

Pour répondre à ces questions, plusieurs jeux de simulations d'ensemble initialisées au premier novembre sur les cinquante hivers (NDJF) des années 1958 à 2007 ont été réalisés. Ces simulations ont été effectuées avec la version 5 d'ARPEGE-Climat incluant le module SURFEX, avec les caractéristiques suivantes (un tableau récapitulatif des différentes expériences est fourni en annexe) :

- Grille horizontale tl63 (environ 300 km de résolution)
- Forçage par les TSM "AMIP" qui sont une combinaison de HadISST et des TSM de la NOAA (SURFEX ne fonctionnant pas sur banquise, les réanalyses du CEPMMT sont utilisées pour compléter les champs aux hautes latitudes).
- Forçage de l'ozone: la climatologie de Fortuin et Kelder (1998) est utilisée.
- Les gaz à effet de serre et les aérosols volcaniques suivent l'évolution observée pour la période considérée (1958-2007).
- Pour les autres types d'aérosols, une climatologie est imposée.
- Ensembles de 5 ou 31 membres en fonction de l'application ou non du *nudging*.

Au sein de chaque ensemble, les membres diffèrent uniquement par les états initiaux utilisés. Le premier membre est réalisé en utilisant un *restart* (fichier de conditions initiales) issu des réanalyses ERA40 ou ERA-Interim selon l'année. Pour les autres membres, les *restarts* atmosphériques perturbés sont issus d'une simulation d'une journée à partir du *restart* parfait, chaque simulation étant effectuée avec une *namelist* légèrement différente (coefficient de diffusion légèrement modifié). En surface, tous les *restarts* sont issus d'une seule et même simulation SURFEX *offline*.

Ce chapitre est dans un premier temps consacré à l'étude de l'effet de la résolution verticale de la stratosphère via la comparaison des ensembles C31 (version low-top, 31 niveaux, toit du modèle à 10 hPa) et C41 (version high-top, 41 niveaux, toit du modèle à 0.1 hPa). La seconde partie du chapitre est consacrée à l'étude de l'effet de la relaxation de la stratosphère soit globale (NGP), soit équatoriale (NEP, relaxation dans la bande [15°S-15°N]), avec le dernier profil de relaxation (1,1,1,0.5) testé au chapitre précédent .

2 Effet de la configuration high-top

2.1 Impact sur la climatologie et les modes de variabilité

- **Climatologie hivernale**

En termes de climatologie, l'effet de la configuration high-top est identique à ce qui avait été observé dans le chapitre 3. En particulier, la figure 1 permet d'identifier la localisation en latitudes du jet stratosphérique polaire, et montre que l'ensemble C31 simule une bonne saisonnalité du vortex, mais celui-ci est décalé d'une quinzaine de degrés vers le sud par rapport aux réanalyses, avec une intensité moindre. La configuration high-top semble amplifier le biais stratosphérique polaire, principalement en fin d'hiver.

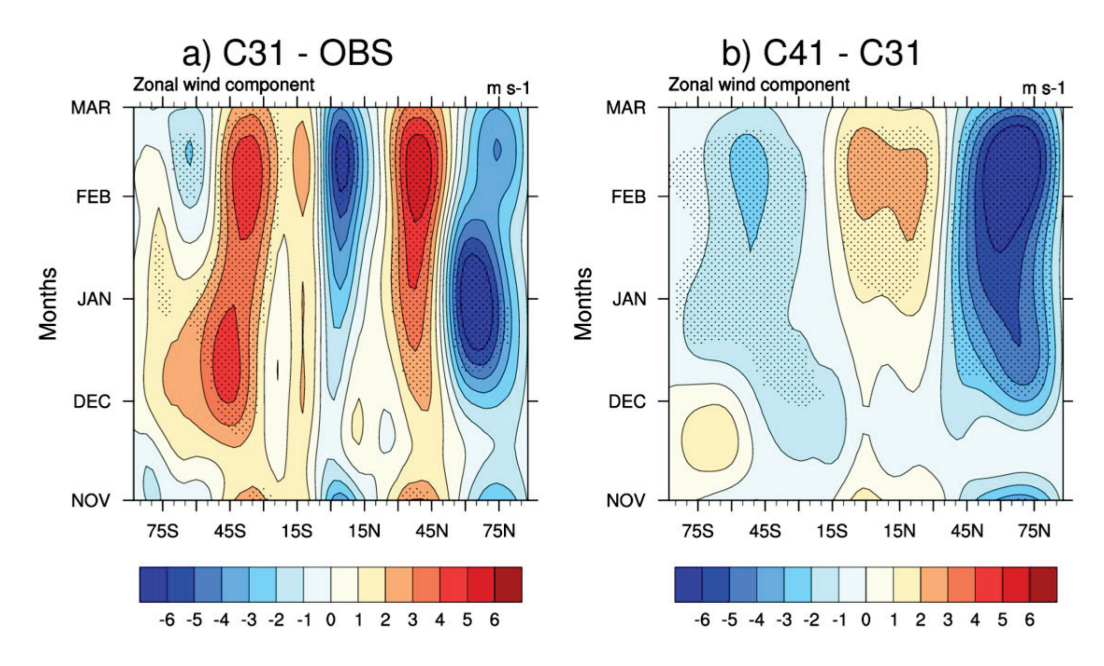


Figure 1: Coupe latitude-temps de la climatologie quotidienne du vent zonal en moyenne zonale à 50 hPa. a) Différence entre l'expérience C31 et les réanalyses issues du CEPMMT, b) différence entre C41 et C31. Significativité à 99% en pointillés.

Cela montre que l'initialisation de nos simulations ne modifie pas l'impact de la configuration high-top sur la climatologie du modèle ARPEGE-Climat. Cela signifie t'il que ces simulations d'ensemble convergent rapidement vers les biais systématiques du modèle ? Pour répondre à cette question, la figure 2 montre le cycle annuel du vent zonal à 50 hPa moyenné dans la bande [55°N-65°N;180°W-180°E] (qui sera utilisée dans la suite du chapitre pour définir l'indice « Polar Night Jet »), ainsi qu'à 30 hPa dans la bande

équatoriale (qui nous sert à définir la QBO), et permet de visualiser la rapidité de la dérive des simulations C31 et C41 dans la stratosphère polaire. On y constate d'une part que l'effet de l'initialisation persiste une vingtaine de jours, pendant lesquels les deux expériences restent proches des réanalyses. Les simulations retournent vers leurs climatologies respectives (L31V5 et L41V5) en l'espace d'un mois pour C41, et d'environ deux mois pour C31. D'autre part, l'expérience C31 reproduit une évolution du vent zonal plus fidèle aux réanalyses, non seulement parce que l'effet de l'initialisation semble un peu plus persistant, mais également parce que sa climatologie est déjà meilleure que celle de C41. Dans la bande équatoriale, l'ensemble low-top retourne vers sa climatologie au bout d'un mois. La configuration high-top se rapproche plus lentement vers sa climatologie et montre un cycle annuel bien plus fidèle aux réanalyses.

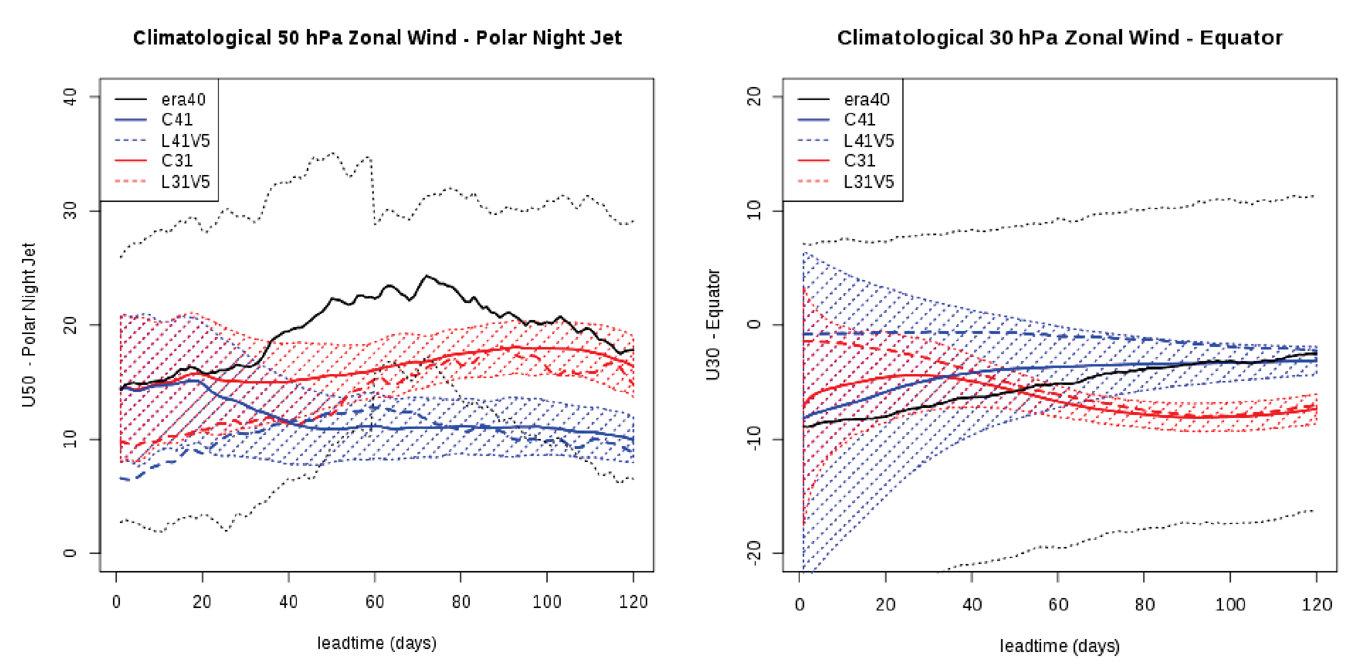


Figure 2: Cycle annuel moyen du vent zonal à 50 hPa moyenné sur la boîte [55°N-65°N;180°E-180°W] à gauche et du vent zonal à 30 hPa moyenné sur la boîte [5°S-5°N;180°E-180°W] à droite, pour les réanalyses era40 en noir, l'ensemble C41 en bleu, la simulation climatologique L41V5 en ligne discontinue bleue, l'ensemble C31 en rouge, et la simulation climatologique L31V5 en ligne discontinue rouge. Les lignes fines pointillées représentent les moyennes +/- un écart-type inter-annuel.

- **Variabilité inter-annuelle**

En termes de variabilité inter-annuelle, voyons comment nos simulations d'ensemble reproduisent les principaux modes de variabilité que sont l'AO et la NAO. Comme dans le chapitre 3, une analyse en EOF permet d'identifier ces modes de variabilité, mais de manière plus robuste sur 31 membres de 50 ans de simulation. La figure 3a montre la structure zonale caractéristique du mode AO, avec les centres d'actions sur les régions arctiques et les moyennes latitudes, qui explique 28% de la variance totale dans l'hémisphère nord. Cette structure est bien représentée par l'ensemble C31, bien que

décalée vers l'est. La configuration high-top donne une structure similaire, qui explique une part plus importante de variance totale. La NAO est quant à elle définie comme la première composante de l'EOF calculée sur le géopotentiel à 500 hPa sur le domaine Atlantique-Nord-Europe (figure 3b). La structure produite par les ensembles C31 et C41 n'est pas caractéristique de la NAO, qui semble correspondre à la seconde EOF (figure 3c).

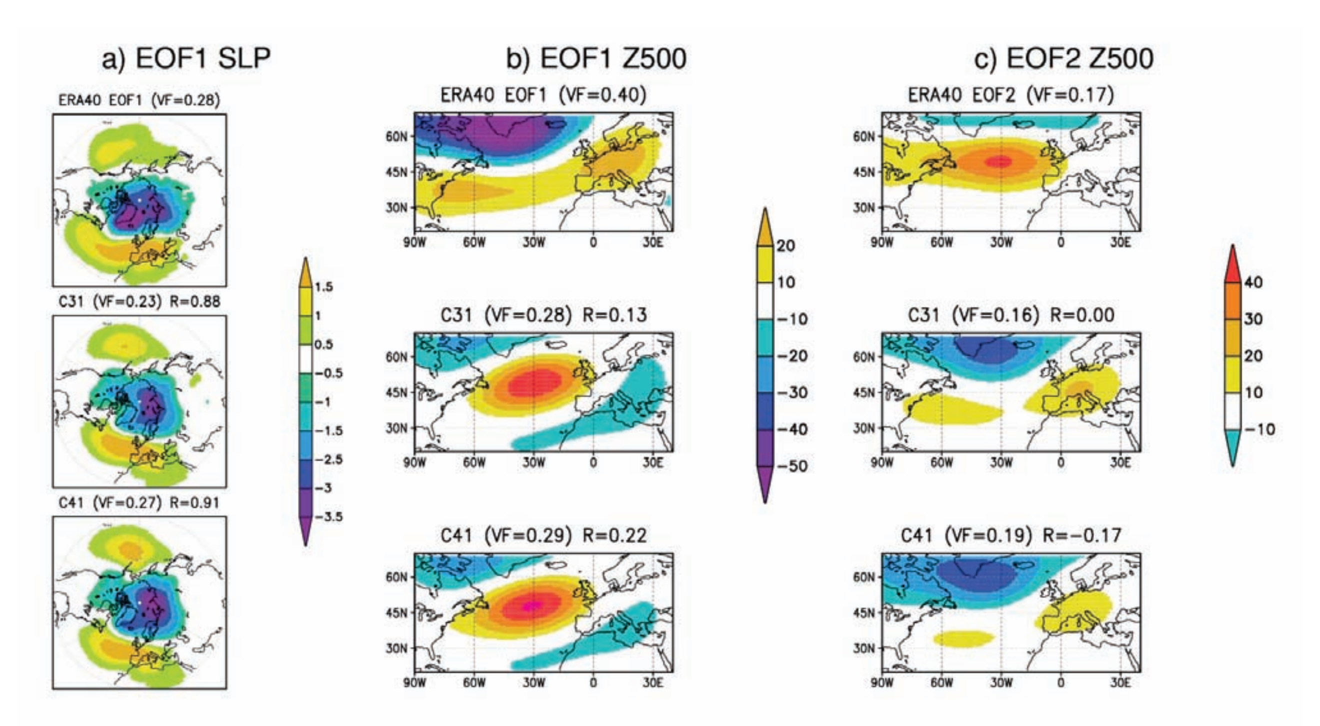


Figure 3: Modes de variabilité hivernaux dans l'hémisphère nord - Basés sur a) la première composante de l'EOF de la pression au niveau de la mer pour l'AO, b) la première et c) la seconde composante de l'EOF du géopotentiel à 500 hPa (domaine Atlantique Nord-Europe) pour la NAO.

- **Variabilité intra-saisonnière**

Pour évaluer la variabilité stratosphérique du modèle, la figure 4 représente la distribution des anomalies quotidiennes de vent zonal à 10 hPa en moyenne zonale à 60°N, qui ont été centrées pour s'affranchir des biais montrés dans la figure 1. Nous avons vu dans le chapitre 3 que le modèle montre une trop faible variabilité. Cette dispersion trop faible par rapport aux réanalyses traduit une difficulté à reproduire les extrêmes de vent zonal dans la stratosphère. L'ensemble C41 (en bleu), permet une distribution du vent zonal dans la stratosphère polaire plus réaliste que la version low-top C31. Ce manque de variabilité est visible sur la fréquence des réchauffements stratosphériques soudains (figure 5), qui est très faible dans l'ensemble C31. L'expérience C41 surestime la fréquence de RSS, mais cela illustre le biais stratosphérique que l'on avait vu précédemment, les fréquences étant

calculées à partir du vent zonal absolu.

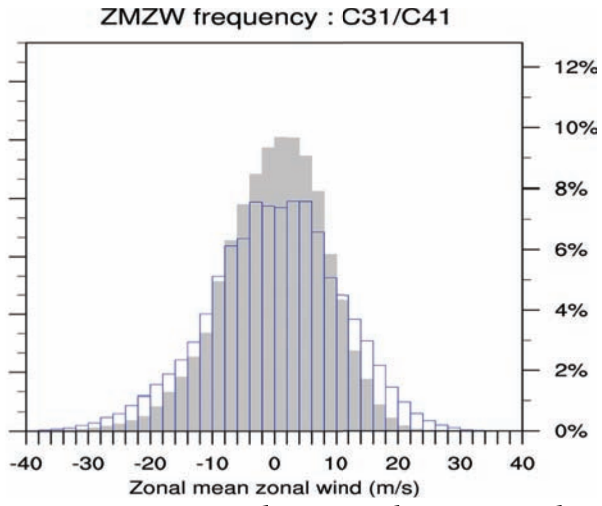


Figure 4: Distribution des anomalies quotidiennes centrées de vent zonal à 10hPa en moyenne zonale à 60°N sur la période NDJF. Expérience C31 en gris, C41 en bleu.

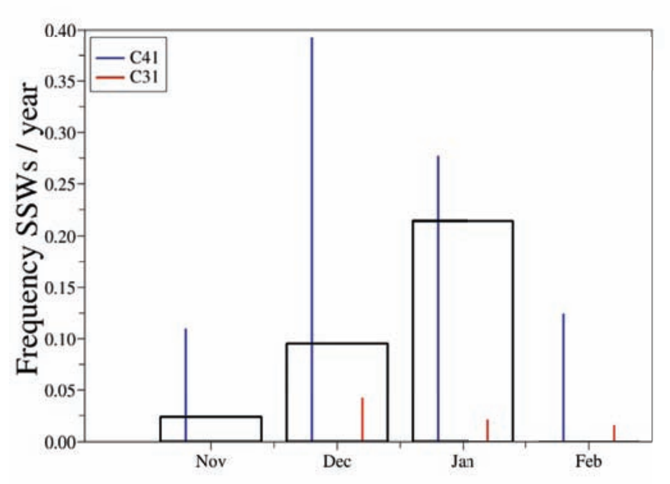


Figure 5: Fréquence de réchauffements stratosphériques soudains sur la période NDJF, calculés à partir du vent zonal à 10 hPa en moyenne zonale à 60°N. Réanalyses ERA-40 en noir, expérience C31 en rouge et C41 en bleu.

2.2 Impact sur la reproductibilité de la variabilité inter-annuelle

Dans la stratosphère équatoriale, en raison de l'initialisation à partir des données du CEPMMT, les deux ensembles donnent une bonne représentation de l'indice QBO sur les mois de novembre 1958 à 2007 (figure 6), en particulier pour la configuration high-top qui montre à la fois une très bonne corrélation avec les réanalyses, et permet de conserver une meilleure amplitude de l'indice QBO que la version low-top. Durant la saison DJF, l'ensemble C31 ne parvient pas à simuler la QBO de manière satisfaisante, contrairement à l'expérience C41 qui maintient une bonne corrélation avec les réanalyses, malgré une amplitude trop faible. Ce résultat est cohérent avec la mise en évidence d'une dérive équatoriale plus lente dans une stratosphère mieux résolue (C41 vs C31) et de ce fait moins biaisée.

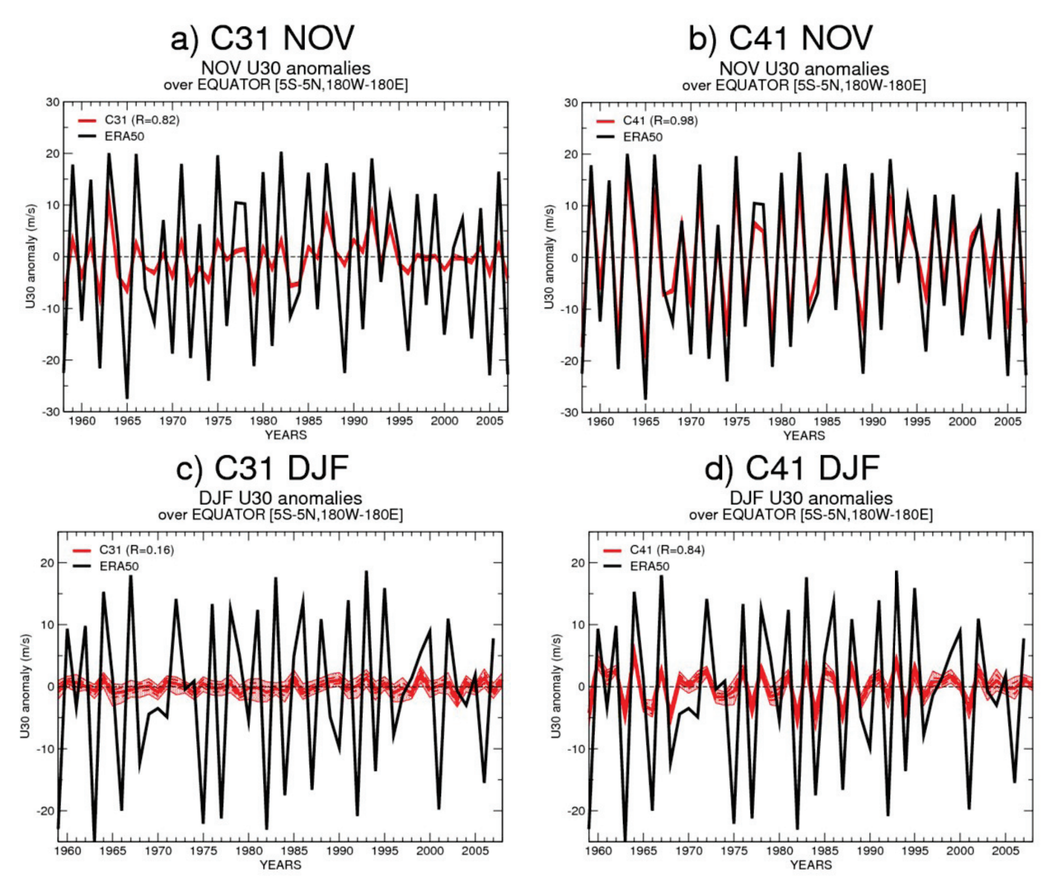


Figure 6: Séries temporelles de l'indice QBO sur la période 1958-2007, basé sur les anomalies de vent zonal à 30 hPa moyenné sur la boîte [5°S-5°N;180°W-180°E] pour le mois de novembre (en haut), et la saison DJF (en bas) pour les ensemble C31 (à gauche) et C41 (à droite). Pour chaque expérience (en rouge), les anomalies en moyenne d'ensemble (ligne épaisse) sont comparées aux réanalyses ERA-40 (en noir). Les lignes fines rouges discontinues représentent la dispersion d'ensemble (écart type de +/- 1), et les anomalies minimum et maximum sont indiquées en lignes fines rouges continues. L'année n correspond à l'hiver n-1/n. R est le coefficient de corrélation entre l'anomalie moyenne des expériences et des réanalyses.

Dans la stratosphère polaire, la simulation de l'indice PNJ ("Polar Night Jet", basé sur les anomalies de vent zonal à 50 hPa en moyenne sur la boîte [55°N-65°N;180°W-180°E]) est satisfaisante et équivalente au mois de novembre pour les deux ensembles (figure 7). Pour la saison DJF, les expériences C31 et C41 montrent en revanche une difficulté à reproduire l'évolution temporelle de l'indice PNJ, notamment les ralentissements du jet liés à l'occurrence de RSS. C31 semble avoir une dispersion moins importante, cohérente avec l'accroissement de variabilité identifié à 10 hPa dans C41 (voir les figures 4 et 5). Certaines anomalies semblent plus réalistes, en particulier lors de forçage ENSO forts (notamment

1971-1972 qui correspond à un Niño, et 1988-1989 qui présente un signal Niña).

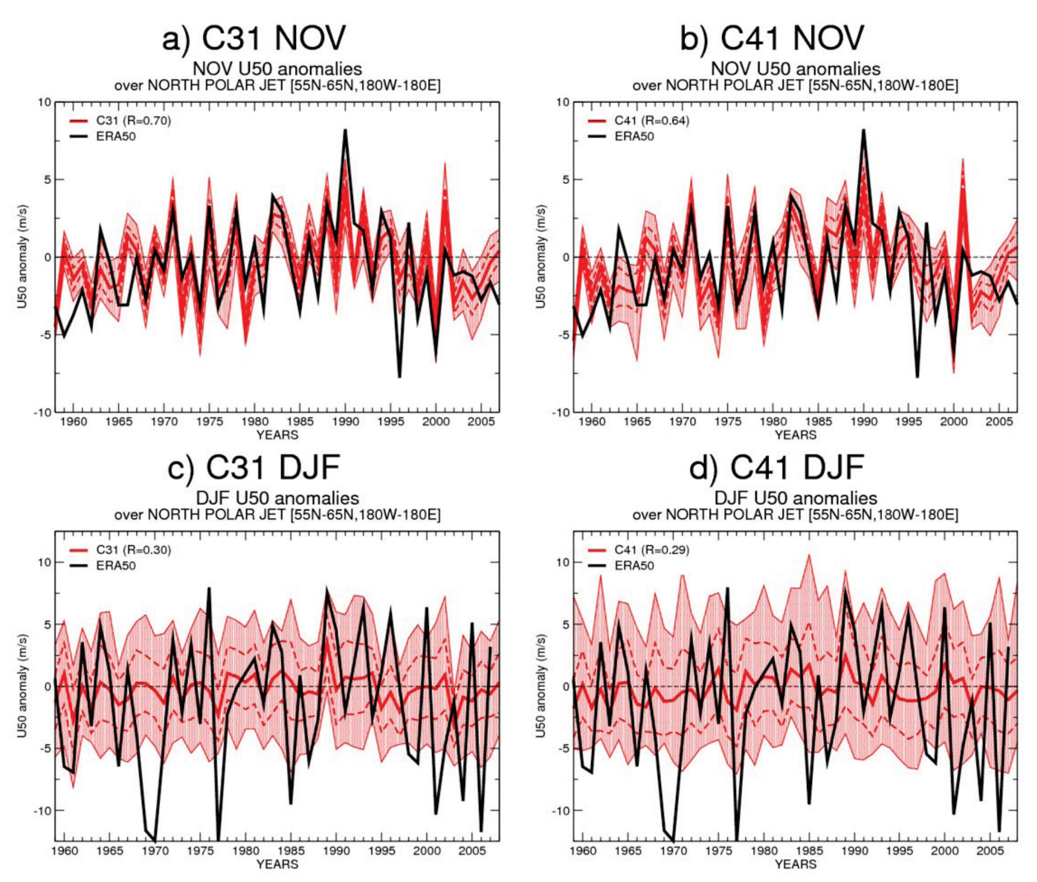


Figure 7: Séries temporelles de l'indice PNJ ("Polar Night Jet") sur la période 1958-2007, basé sur les anomalies de vent zonal à 50 hPa en moyenne sur la boîte [55°N-65°N;180°W-180°E] pour le mois de novembre (en haut) et la saison DJF (en bas) pour les ensembles C31 et C41. Pour chaque expérience (en rouge), les anomalies en moyenne d'ensemble (ligne épaisse) sont comparées aux réanalyses ERA-40 (en noir). Les lignes fines rouges discontinues représentent la dispersion d'ensemble (écart type de +/- 1), et les anomalies minimum et maximum sont indiquées en lignes fines rouges continues. R est le coefficient de corrélation entre l'anomalie moyenne des expériences et des réanalyses.

La capacité du modèle à reproduire la variabilité stratosphérique pour les deux configurations est montrée séparément pour la saison DJF et le mois de novembre qui est le mois d'initialisation, mais les scores et dispersions d'ensemble évoluent sur la saison. La figure 8 montre l'évolution au cours de la saison de l'erreur quadratique moyenne et de la dispersion d'ensemble pour le géopotentiel à 10 hPa sur le domaine "North Polar Cap" , et à 500 hPa sur l'hémisphère nord extra-tropical (>25°N). L'erreur quadratique moyenne est définie comme la moyenne des carrés des erreurs en points de grille par rapport aux réanalyses :

$MSE = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(\overline{X_{simu,i}} - X_{obs,i})^2$, où n est la taille de l'échantillon (nombre de pas de temps et de points de grilles) et $\overline{X}_{simu}$ et X_{obs} sont les anomalies simulées (en moyenne d'ensemble) ou observées par rapport à la climatologie. La dispersion d'ensemble D est quant à elle définie comme l'écart-type autour de la moyenne d'ensemble des champs de géopotentiel : $D = \sqrt{\frac{1}{m}\sum_{i=1}^{m}(X_i - \bar{X})^2}$, où m est le nombre de membres et $\bar{X}$ est la moyenne d'ensemble des champs de géopotentiel.

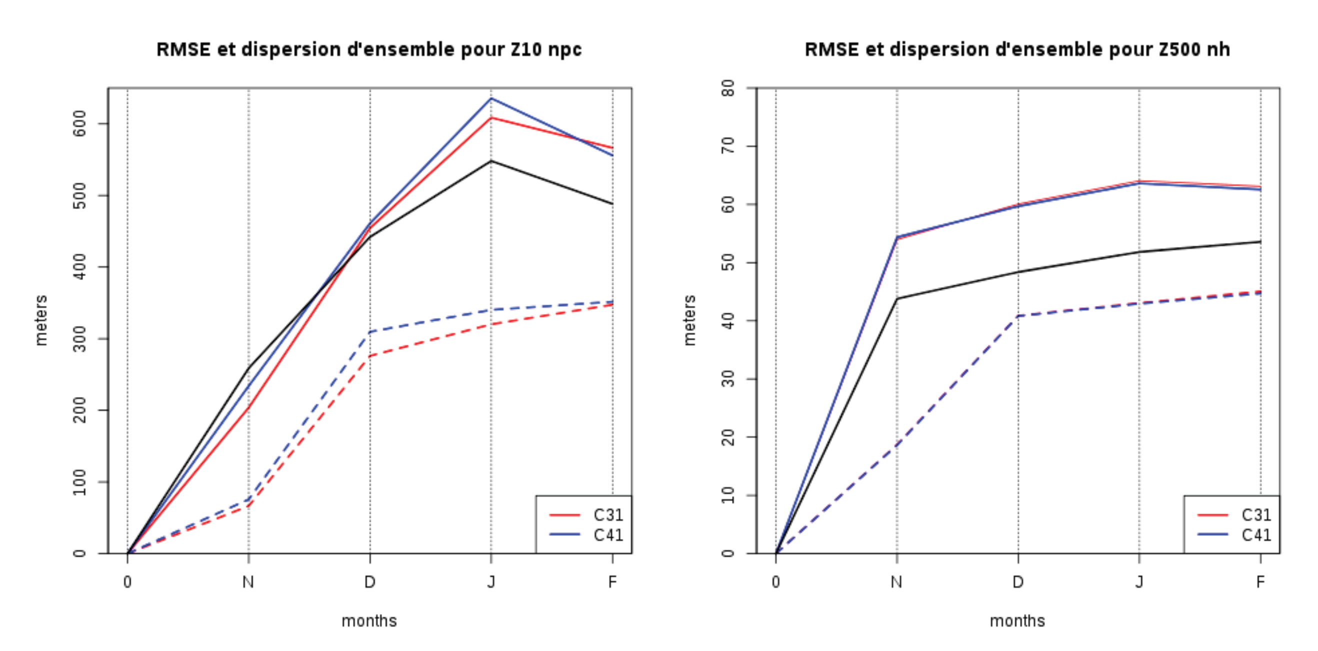


Figure 8: Évolution de l'erreur quadratique moyenne (en traits pleins) et de la dispersion d'ensemble (en pointillés) des prévisions NDJF de géopotentiel à 10 hPa sur le domaine "North Polar Cap" (à gauche) et à 500 hPa sur le domaine hémisphère nord extra-tropical (à droite) par rapport aux réanalyses sur la période 1958-2007. La ligne noire correspond à l'écart-type inter-annuel observé.

L'erreur est plus élevée pour la configuration high-top tout au long de la saison, mise à part en fin d'hiver, et est maximale au mois de janvier. Si la dispersion d'ensemble de l'expérience C31 est moins élevée sur la saison DJF, elle tend à augmenter progressivement jusqu'à atteindre une dispersion équivalente à la version high-top. Notons par ailleurs que l'erreur des deux simulations est plus grande que la variabilité inter-annuelle observée à partir du mois de décembre. Dans la troposphère, les deux ensembles ont un comportement similaire en termes à la fois de dispersion et d'erreur quadratique, qui reste supérieur à l'écart-type observé tout au long de la simulation.

Mis à part dans la stratosphère équatoriale, où l'ensemble C41 parvient à maintenir

un signal QBO satisfaisant bien que de trop faible amplitude, la configuration high-top ne semble donc pas apporter de bénéfice dans la stratosphère sur la saison DJF. La section suivante s'intéresse à une évaluation plus précise des scores quotidiens pour les simulations C31 et C41.

2.3 Évaluation du score quotidien pour les expériences C31 et C41

Étant donné que la configuration high-top ne semble pas avoir d'effet majeur en moyenne sur la saison DJF, cette section se propose d'évaluer de manière comparative les scores quotidiens des expériences C31 et C41 dans la stratosphère, et de voir l'effet de l'initialisation en début de simulation.

L'évaluation du score basé sur le géopotentiel dans le domaine "North Polar Cap" est illustrée par la figure 9, qui montre l'évolution quotidienne du score relatif de C41 par rapport à C31 sur les niveaux pressions. Ce "*skill score*" est tel que défini par Roff et al. (2011), et fait intervenir le rapport des erreurs quadratiques moyennes de deux expériences *exp1* et *exp2* :

$$SS_{exp1/exp2} = 100 * \left(1 - \frac{MSE_{exp1}}{MSE_{exp2}}\right)$$

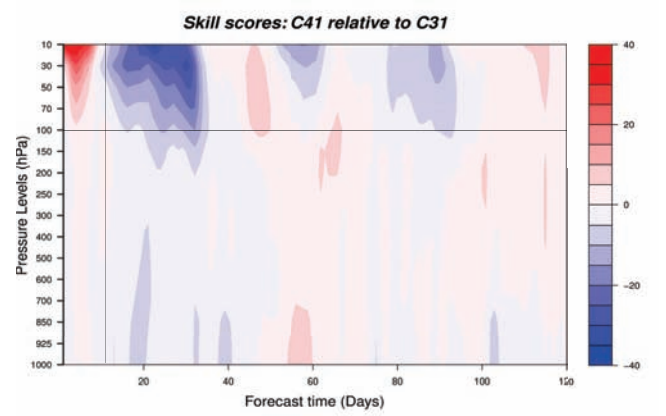


Figure 9: Skill score quotidien (en %) tel que défini par Roff et al. (2011) pour l'expérience C41 par rapport à C31, calculé sur le géopotentiel sur le domaine "North Polar Cap", tracé sur les niveaux pressions en fonction des jours.

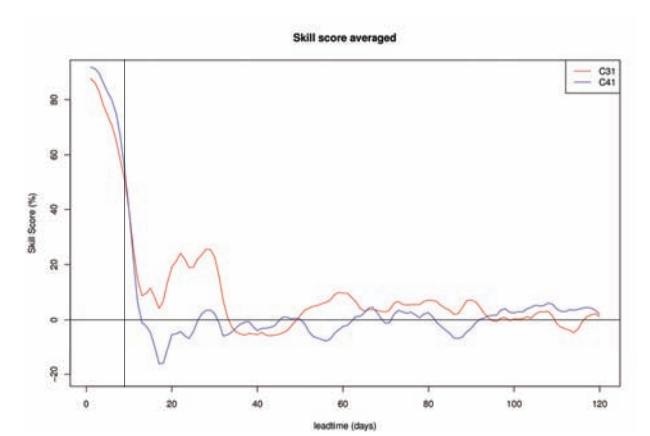


Figure 10: Skill score quotidien (en %) tel que défini par Roff et al. (2011) pour les expériences C41 (en bleu) et C31 (en rouge) par rapport au skill score climatologique, calculé sur le géopotentiel à 10 hPa sur le domaine "North Polar Cap", en fonction des jours.

Une valeur positive (rouge) du *skill score* indique donc une amélioration relative du score de C41 par rapport à C31. La figure 9 nous montre que les scores des deux ensembles sont équivalents dans la troposphère et au-delà du premier mois dans la stratosphère. En particulier, la configuration high-top ne montre un avantage dans la stratosphère polaire

que pendant les dix premiers jours de la simulation, avant d'être "dépassée" par l'expérience C31. Cette fenêtre de 10 jours correspond à la période pendant laquelle les scores de chacune des expériences tendent à se rapprocher de leurs scores relatifs à la climatologie (figure 10).

Ces diagnostics permettent une étude comparative des erreurs quadratiques des deux ensembles, mais ne donne pas d'informations sur leurs corrélations avec les réanalyses ni sur leurs variances respectives. Le diagramme de Taylor permet de rassembler ces différentes informations sur un même graphique, et résume le degré de correspondance entre les modèles et les réanalyses. Nous proposons ici d'évaluer, pour chaque jour et chaque simulation, le score basé sur la corrélation spatiale du géopotentiel sur le domaine « North Polar Cap ». Chaque point du diagramme est placé de manière à ce que la distance par rapport à l'origine soit égale à l'écart-type de la simulation d'ensemble. Sa position azimutale donne la valeur du coefficient de corrélation entre le modèle et les réanalyses (voir Taylor 2001 pour des informations plus détaillées). La figure 11 montre le suivi quotidien de ces informations sur les champs de géopotentiel à 10 hPa et 500 hPa, pour chacune des expériences C31 et C41. Le diagramme de Taylor présente donc ici quatre séries de valeurs (120) dont le premier jour (1er novembre) se situe aux alentours de l'arc d'écart-type 1. Comme nous l'avons constaté sur les diagnostics précédents, les scores de l'ensemble C41 dans la stratosphère (en bleu) sont meilleurs que C31 dans les 10 premiers jours, puisqu'ils présentent une plus forte corrélation avec les réanalyses et un écart-type normalisé plus proche de 1.

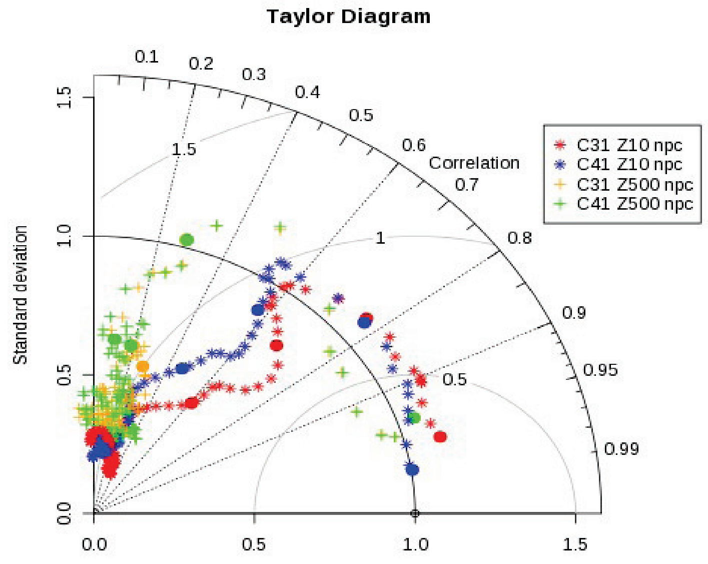


Figure 11: Diagramme de Taylor - Suivi quotidien des scores pour les expériences C31 et C41 basés sur les corrélations spatiales entre les simulations et les réanalyses, calculées pour le géopotentiel à 10 hPa et 500 hPa, sur le domaine "North Polar Cap". Les cercles pleins indiquent les jours 1,10,20 et 30.

Les deux configurations sont similaires sur quelques jours, puis se séparent ensuite, C31 se rapprochant d'une corrélation de 0,8. La version high-top présente donc un avantage dans la stratosphère polaire qui ne se maintient que les dix premiers jours, à la fois grâce à une meilleure corrélation et une meilleure variance. Dans la troposphère, les versions high-top et low-top sont similaires tout au long de la simulation.

En résumé

Comme l'avait suggéré le chapitre 3, la version high-top ne permet pas d'améliorer l'état moyen ni la variabilité hivernale du modèle aux latitudes extratropicales. L'effet de l'initialisation ne modifie pas ces conclusions, le modèle dérivant vers sa climatologie en l'espace de 1 à 2 mois dans la stratosphère selon la configuration, et de moins de vingt jours dans la troposphère. La version high-top n'a pas non plus d'impact sur la reproductibilité de la variabilité inter-annuelle hivernale dans la stratosphère polaire. En revanche, elle permet de mieux reproduire l'indice QBO de novembre et pour la saison DJF par rapport à la version low-top. L'évaluation des scores quotidiens pour les deux ensembles montre que la version high-top présente un avantage dans la stratosphère polaire, qui ne se maintient que sur les dix premiers jours de la simulation. Dans l'état actuel du modèle ARPEGE-Climat, l'augmentation de la résolution verticale ne semble donc pas être un moyen d'obtenir une stratosphère plus réaliste. Les configurations high-top et low-top ne diffèrent que par l'élévation du toit du modèle et le nombre de niveaux verticaux dans la stratosphère. Pour permettre une évaluation rigoureuse, nous avons pris le parti d'imposer les paramétrisations physiques dans les deux configurations. La version high-top aurait cependant probablement nécessité quelques réglages, notamment de la paramétrisation des ondes de gravité orographiques, mais les effets obtenus auraient alors pu davantage provenir de ce réglages que de la résolution verticale à proprement parler.

3 Effet de la relaxation stratosphérique sur la reproductibilité de la variabilité inter-annuelle

Bien que l'on s'attende à retrouver des résultats similaires aux tests préliminaires effectués au chapitre 3 au vu de l'impact limité de l'initialisation atmosphérique, ces diagnostics sont effectués avec une nouvelle version d'ARPEGE-Climat, et avec un profil vertical de relaxation différent (voir le chapitre 4). De plus, le nombre d'hivers utilisés (50 ans) permet d'assurer des résultats plus robustes. Cette section se propose donc de comparer les scores de "prévision" saisonnière pour les ensembles libres et *nudgés* en termes de corrélations avec les réanalyses dans la troposphère et en surface. Nous comparerons d'une part l'effet de la relaxation stratosphérique globale (expérience NGP) par rapport au seul forçage par les TSM observées (expérience C31), et d'autre part l'effet de la relaxation de la stratosphère équatoriale et donc de la QBO (expérience NEP). Seule l'expérience C31 sera utilisée pour ces comparaisons, les configurations low-top et high-top étant très

proches.

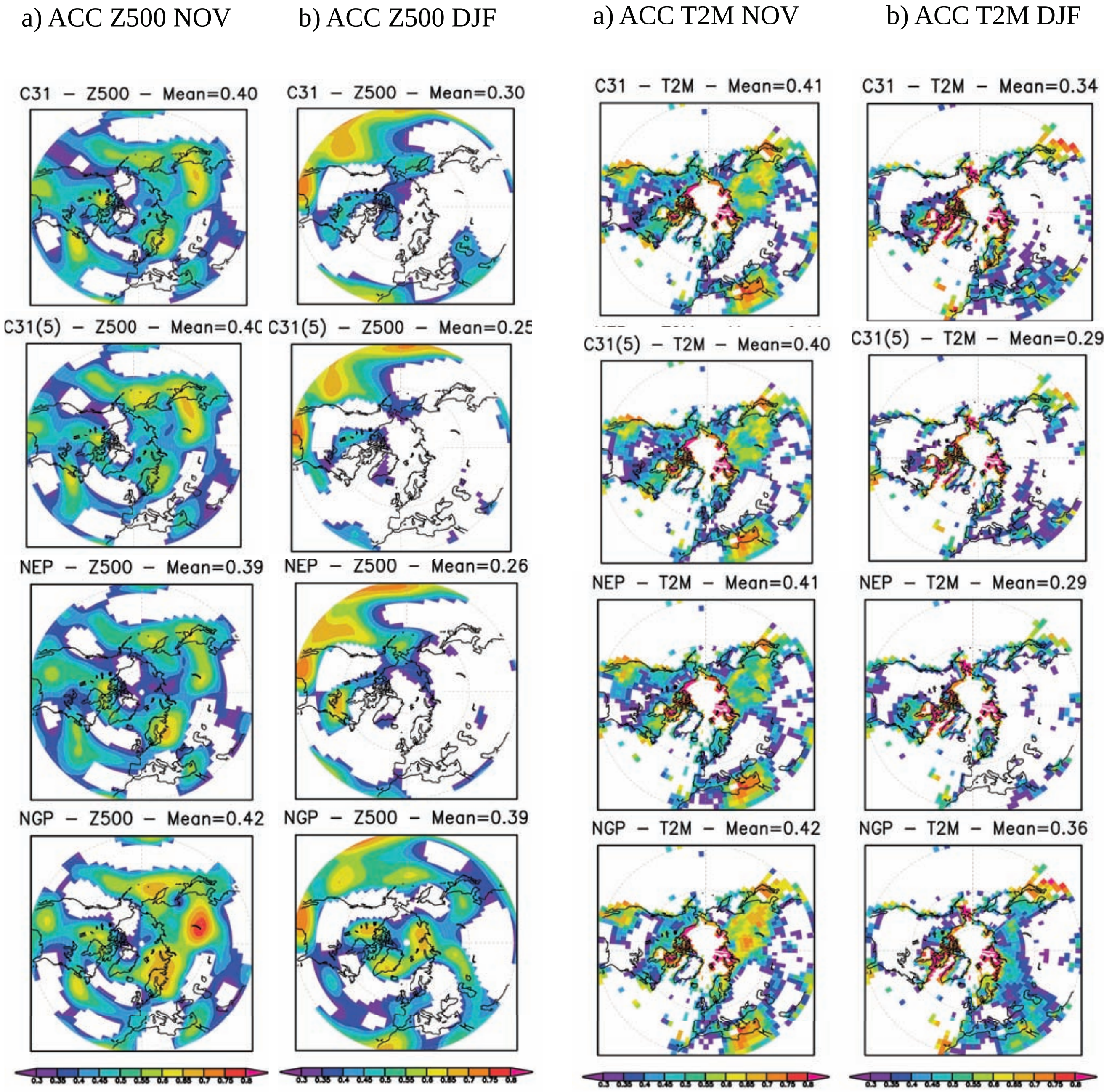


Figure 12: Distribution en points de grille de la corrélation temporelle sur la période 1958-2007 entre la moyenne d'ensemble des simulation C31 (31 et 5 membres), NEP et NGP et les anomalies observées pour le géopotentiel à 500 hPa. a) Anomalies du mois de novembre. b) Anomalies de l'hiver DJF. (Mean est la corrélation moyenne sur l'hémisphère nord).

Figure 13: Distribution en points de grille de la corrélation temporelle sur la période 1958-2007 entre la moyenne d'ensemble des simulation C31 (31 et 5 membres), NEP et NGP et les anomalies observées pour la température à deux mètres. a) Anomalies du mois de novembre. b) Anomalies de l'hiver DJF. (Mean est la corrélation moyenne sur l'hémisphère nord).

La figure 12 montre la distribution spatiale de la corrélation temporelle en points de grille sur la période 1958-2007 calculée sur l'anomalie de géopotentiel à 500 hPa, pour le mois de novembre (colonne de gauche) et la saison DJF (colonne de droite). A nombre équivalent (5) de membres, les scores troposphériques ne montrent pas d'amélioration systématique entre C31 et NEP, la relaxation de la stratosphère équatoriale n'apportant pas de réelle valeur ajoutée pour la représentation des anomalies de géopotentiel à 500 hPa. En revanche, la relaxation globale de la stratosphère conduit à une amélioration de la simulation des anomalies de géopotentiel à 500 hPa sur les domaines Europe du Nord, Asie et Sibérie en novembre, et aux latitudes polaires pour DJF. Elle permet également un meilleur score sur la température à 2 mètres sur tout le secteur eurasien durant la saison DJF (figure 13), confirmant l'impact d'une stratosphère parfaite sur la représentation des anomalies saisonnières dans la troposphère et en surface, mais moins spectaculaire que les résultats obtenus dans le chapitre 3 avec la version 4 sur 30 ans de simulation sans initialisation. Notons que passer de 31 à 5 membres dans l'expérience C31 a un impact positif sur ces scores. Il convient par conséquent de prendre en compte la taille de nos ensembles dans la suite de notre analyse.

Nous avions déjà vu dans la section précédente que la simulation de l'indice PNJ dans la stratosphère polaire est satisfaisante dans l'expérience de contrôle pour le mois de novembre en raison de l'initialisation à partir des données du CEPMMT. Bien que la QBO ait un impact significatif sur la variabilité dans la stratosphère polaire, imposer la QBO « observée » dans le modèle donne une corrélation de l'indice PNJ équivalente, mais semble réduire de manière excessive (ensemble sous-dispersif) la dispersion d'ensemble de l'expérience (figure 14). Pour permettre une comparaison propre des expériences, nous montrons ici pour C31 les résultats issus à la fois des 31 membres et des 5 premiers membres pour DJF, la dispersion étant plus importante avec 31 membres. Le coefficient de corrélation avec les réanalyses est également plus faible que pour un ensemble de 31 membres. L'apport d'une stratosphère équatoriale parfaite est surtout visible sur la saison DJF, puisqu'elle permet d'améliorer légèrement la prévisibilité du PNJ au sens déterministe (moyenne d'ensemble), mais cette dernière reste faible. Nous ne montrons pas ici l'indice PNJ pour la simulation NGP puisque par construction, elle le reproduit parfaitement.

Afin d'évaluer la simulation de la circulation troposphérique dans le domaine Atlantique-Nord-Europe, la figure 15 montre les séries temporelles de l'indice NAO sur la période 1958-2007, pour le mois de novembre et la saison DJF. Alors que l'ensemble de contrôle C31 peine à reproduire l'évolution de l'indice NAO avec une forte dispersion pour la saison DJF, l'ensemble NGP permet une meilleure simulation de ce mode (corrélation de 0.62 avec les réanalyses), avec une amplitude plus élevée et une dispersion moindre (y compris à nombre équivalente de membres).

La relaxation stratosphérique apporte une valeur ajoutée jusqu'en surface puisqu'elle permet également d'améliorer la prévisibilité des anomalies saisonnières de température à deux mètres sur l'Europe du nord (figure 16). Ces résultats confirment l'importance d'une stratosphère réaliste pour la reproductibilité de la variabilité climatique hivernale dans l'hémisphère nord, avec en particulier un indice NAO et des anomalies de températures de surface plus réalistes, de manière cohérente avec les résultats de Douville (2009).

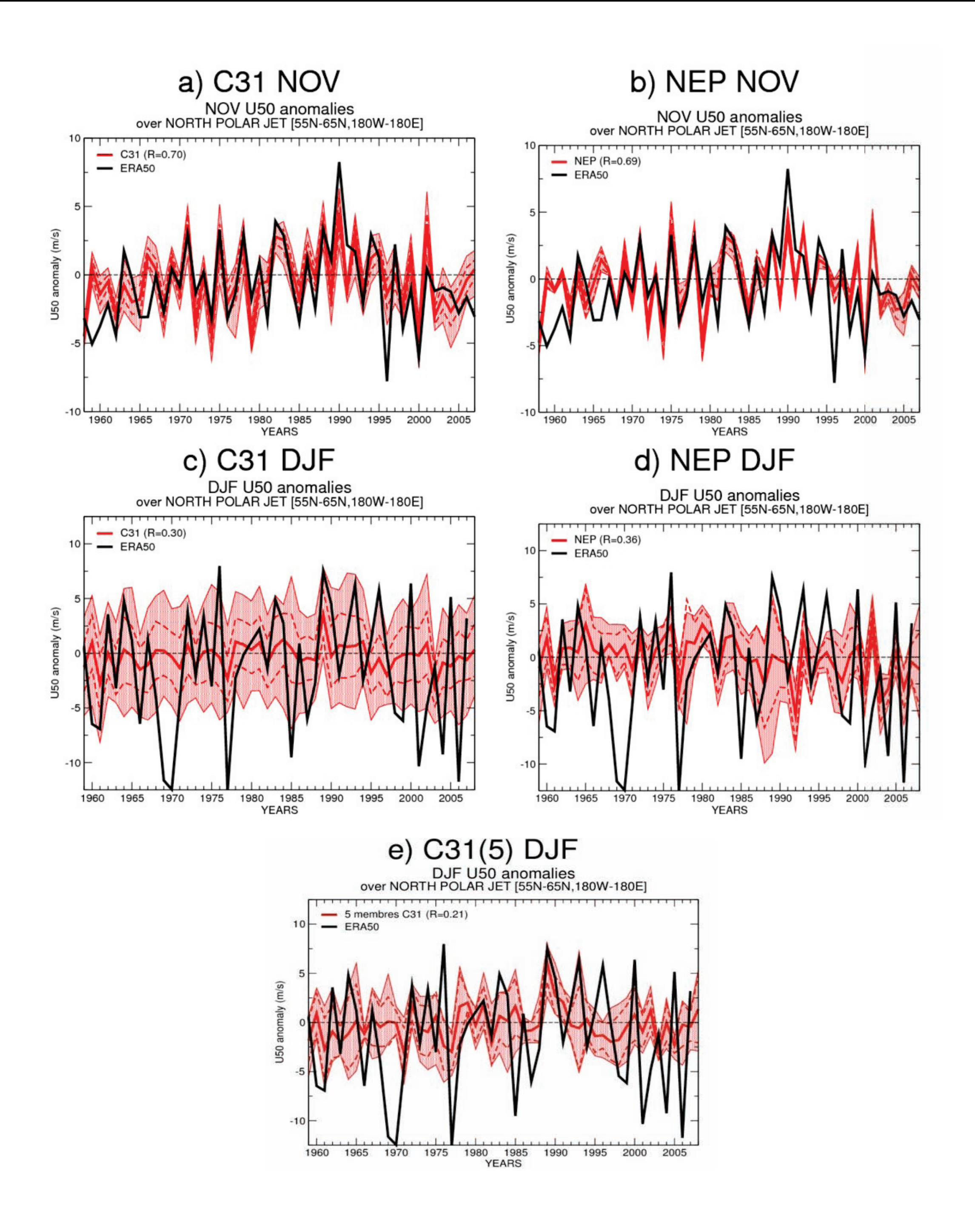


Figure 14: Séries temporelles de l'indice PNJ ("Polar Night Jet") sur la période 1958-2007, basé sur les anomalies de vent zonal à 50 hPa sur la boite [55°N-65°N;180°W-180°E] pour le mois de novembre (en haut) et la saison DJF (en bas) pour les ensembles C31 et NEP. Pour chaque expérience (en rouge), les anomalies en moyenne d'ensemble (ligne épaisse) sont comparées aux réanalyses ERA-40 (en noir). La figure e) montre la série temporelle DJF pour la moyenne des cinq premiers membres de C31. Les lignes fines rouges discontinues représentent la dispersion d'ensemble (écart type de +/- 1), et les anomalies minimum et maximum sont indiquées en lignes fines rouges continues. R est le coefficient de corrélation entre l'anomalie moyenne des expériences et des réanalyses.

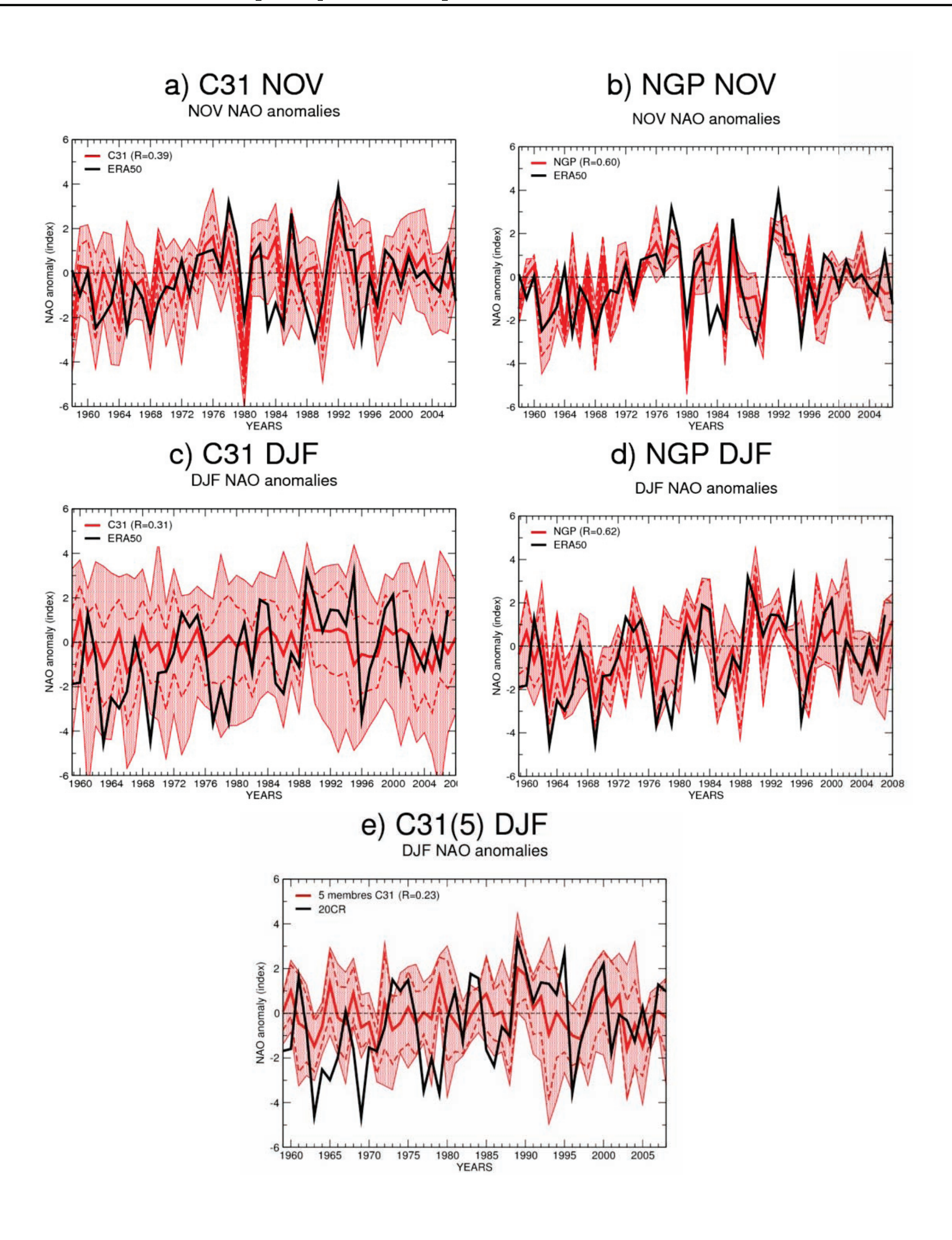


Figure 15: Séries temporelles de l'indice NAO sur la période 1958-2007 pour les expériences C31 et NGP, d'une part pour le mois de novembre et pour la saison DJF. Pour chaque expérience (en rouge), les anomalies en moyenne d'ensemble (ligne épaisse) sont comparées aux réanalyses ERA-40 (en noir). La figure e) montre la série temporelle DJF pour la moyenne des cinq premiers membres de C31. Les lignes fines rouges discontinues représentent la dispersion d'ensemble (écart type de +/- 1), et les anomalies minimum et maximum sont indiquées en lignes fines rouges continues. R est le coefficient de corrélation entre l'anomalie moyenne des expériences et des réanalyses.

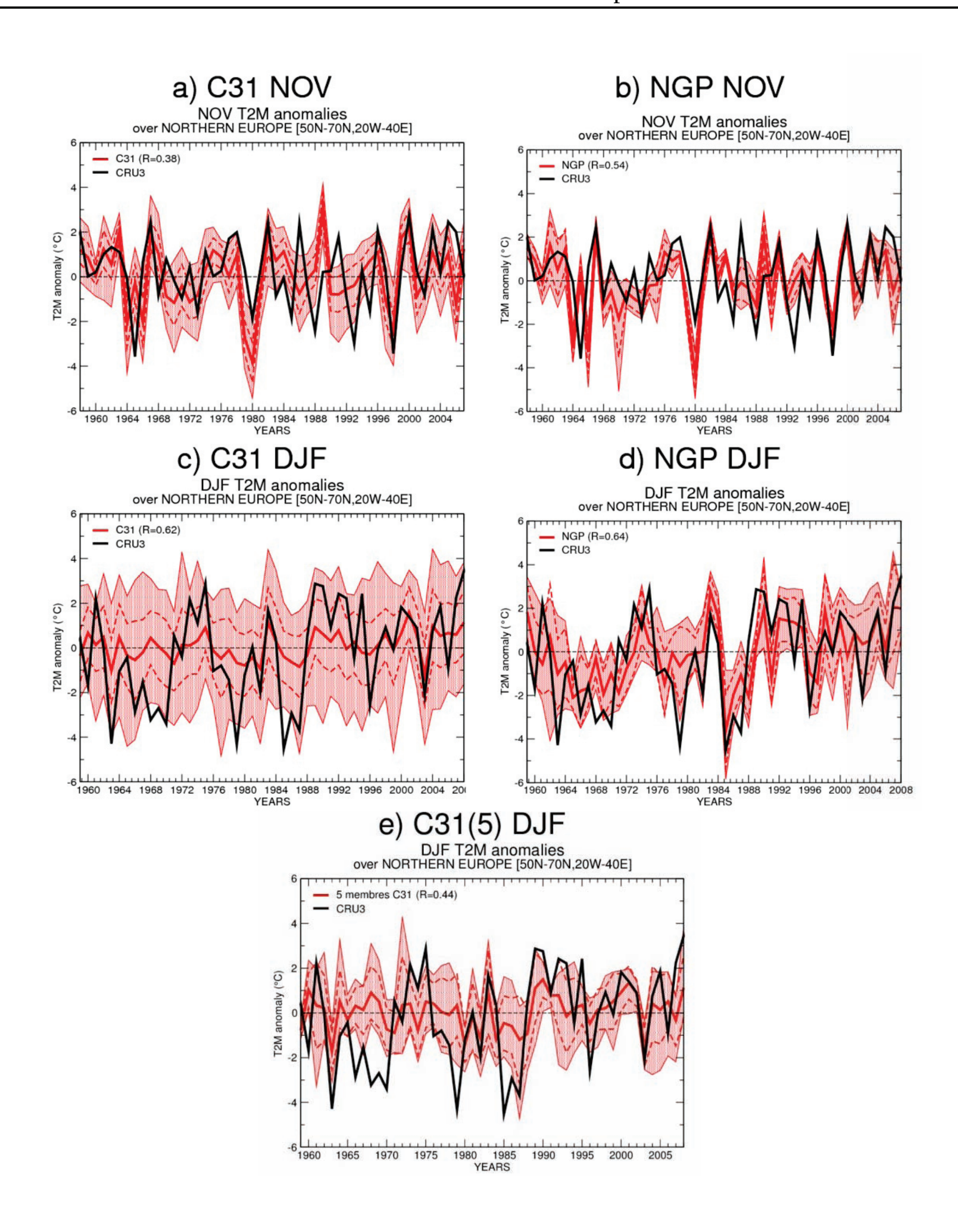


Figure 16: Séries temporelles de la température à deux mètres moyennée sur l'Europe du nord (boîte [50°N-70°N;20°W-40°E]) sur la période 1958-2007 pour les expériences C31 et NGP, pour le mois de novembre et la saison DJF. Pour chaque expérience (en rouge), les anomalies en moyenne d'ensemble (ligne épaisse) sont comparées aux réanalyses CRU3 (en noir). La figure e) montre la série temporelle DJF pour la moyenne des cinq premiers membres de C31. Les lignes fines rouges discontinues représentent la dispersion d'ensemble (écart type de +/- 1), et les anomalies minimum et maximum sont indiquées en lignes fines rouges continues. R est le coefficient de corrélation entre l'anomalie moyenne des expériences et des réanalyses.

Afin d'évaluer les scores troposphériques dans l'hémisphère nord pour chacune des expériences, la figure 17 montre la série temporelle des corrélations spatiales des anomalies saisonnières de géopotentiel à 500 hPa sur l'hémisphère nord extratropical. La corrélation spatiale est généralement meilleure avec une stratosphère parfaite (NGP, en bleu), mise à part sur certains hivers comme 1981-1982. Cet hiver correspond pourtant à l'occurrence d'un RSS, ce qui indique notamment que simuler un RSS n'engendre pas systématiquement un meilleur score sur le Z500, en particulier s'il n'est pas suivi d'un signal caractéristique dans la troposphère. Par ailleurs, si cet hiver présente un RSS selon le critère de l'OMM (renversement de vent zonal à 10 hPa), il ne s'agit pas d'un évènement majeur comme l'indiquent Charlton et Polvani (2007), et ne présente qu'une faible anomalie de température stratosphérique polaire. Notons cependant que la plupart des hivers présentant un RSS (marqués par des cercles noirs) sont mieux simulés par NGP qu'en moyenne sur tous les hivers. L'ajout d'une QBO réaliste par relaxation de la stratosphère équatoriale (NEP, en vert) donne généralement des scores équivalents à l'expérience de contrôle (C31, en rouge), si ce n'est sur quelques hivers particuliers marqués par un fort signal QBO (1976-1977, 1985-1986). Il convient de souligner encore une fois l'importance de la taille de nos ensembles : prendre 5 membres pour C31(en orange) conduit en effet à une corrélation moyenne plus faible que pour 31 membres.

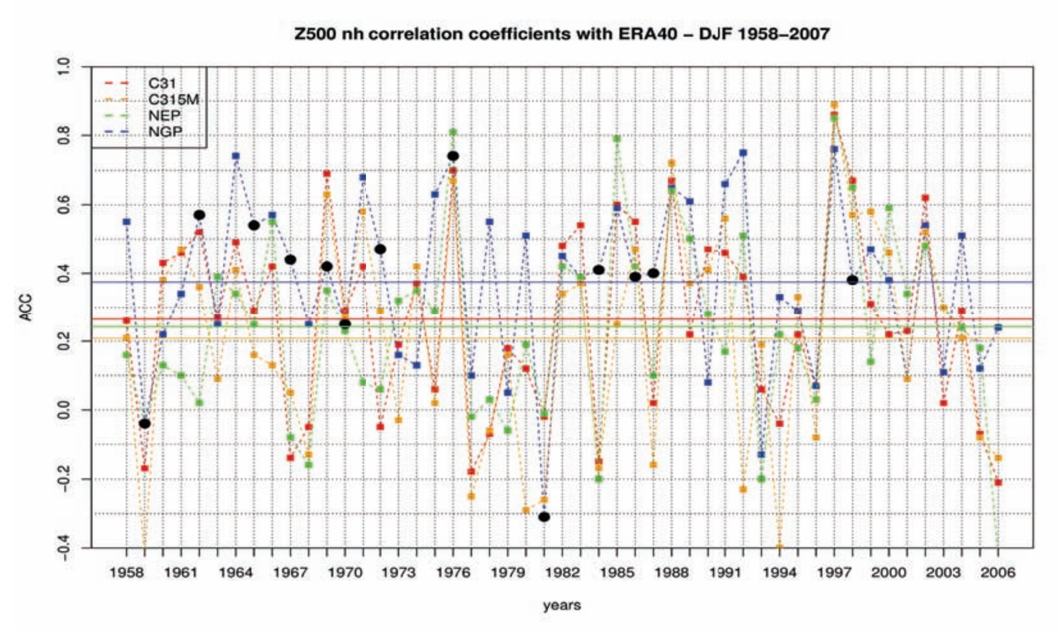


Figure 17: ACC spatiale des prévisions saisonnières de géopotentiel à 500 hPa sur l'hémisphère nord extra-tropical par rapport aux réanalyses sur la période 1958-2007. Contrairement aux figures précédentes, l'année n correspond à l'hiver n/n+1. Les hivers présentant un RSS sont représentés par des cercles pleins noirs sur la courbe bleue. Les lignes horizontales indiquent les ACC moyennes pour chacune des expériences.

La figure 18 montre l'évolution de l'erreur quadratique moyenne (traits pleins) et de la dispersion d'ensemble (traits pointillés) en fonction du mois de prévision, pour le

géopotentiel à 500 hPa dans l'hémisphère nord. La relaxation globale de la stratosphère permet de réduire l'erreur quadratique moyenne tout au long des mois de simulation. L'ensemble NEP montre une erreur quadratique moyenne équivalente sur les mois NDJF. Pour l'expérience C31, augmenter la taille de l'ensemble (en rouge) permet à la fois d'augmenter la dispersion, et de diminuer son erreur quadratique moyenne.

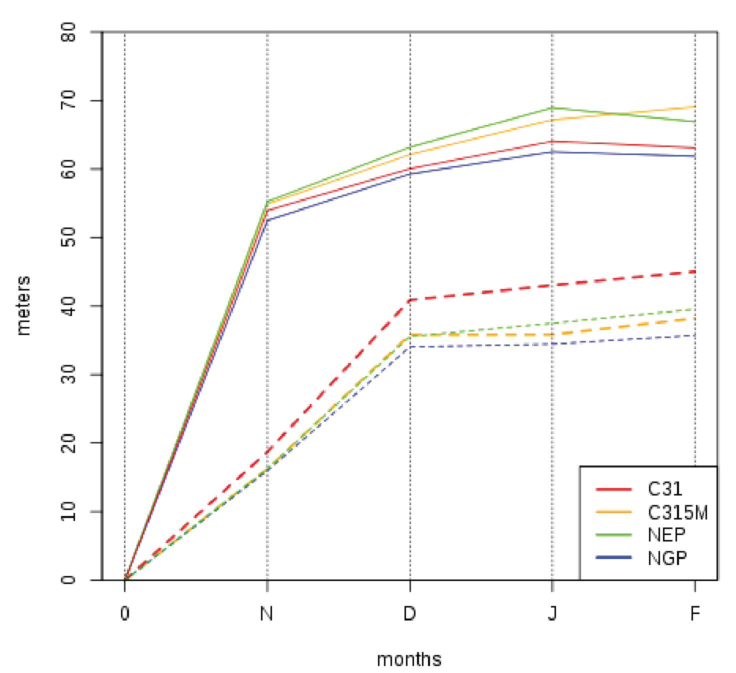


Figure 18: Évolution de l'erreur quadratique moyenne (en traits pleins) et de la dispersion d'ensemble (en pointillés) des prévisions de géopotentiel à 500 hPa sur l'hémisphère nord extra-tropical, pour la moyenne d'ensemble de C31 (31 membres, 5 premiers membres C315M), NEP et NGP.

Nous avons vu dans cette section qu'une stratosphère parfaite permet d'améliorer la reproductibilité de la variabilité inter-annuelle hivernale dans l'hémisphère nord dans la troposphère et en surface. La relaxation de la stratosphère équatoriale permet une meilleure simulation de l'indice PNJ du fait de l'influence de la QBO sur la variabilité stratosphérique polaire, mais donne des scores équivalents à C31 (moyenne des cinq premiers membres) dans la troposphère. La section suivante s'intéresse plus finement à la capacité du modèle à reproduire les anomalies DJF dans la stratosphère et la troposphère jusqu'en surface, en étudiant séparément la réponse aux forçages QBO et ENSO.

4 Composites ENSO et QBO

Cette section se propose d'analyser séparément la réponse du modèle aux forçages ENSO et QBO, dans la stratosphère, dans la troposphère et en surface. Pour le forçage ENSO, les composites sont tracés sur les différences entre les années Niño (années pour lesquelles l'anomalie de l'indice ENSO basé sur les TSM *Niño3.4* dépasse un demi écart-type σ) et Niña (années pour lesquelles l'anomalie de l'indice ENSO dépasse -0.5 σ). Pour le forçage QBO, les composites sont tracés sur les différences entre les années QBO Ouest (années pour lesquelles l'anomalie de l'indice QBO dépasse -0.5 σ) et QBO Est (années pour lesquelles l'anomalie de l'indice QBO dépasse +0.5 σ). Les différents composites sont calculés sur la base des moyennes d'ensembles dans le cas du modèle. Nous nous proposons ici de chercher s'il y a un impact du *nudging* sur les effets QBO/ENSO. Cette analyse étant davantage qualitative, nous gardons une moyenne sur les 31 membres pour l'expérience C31, les structures montrées n'étant pas fondamentalement modifiées. Il faut cependant garder à l'esprit que l'effet "taille de l'ensemble" peut avoir un effet sur le coefficient de corrélation de ces champs, auquel il ne faut pas arrêter l'analyse.

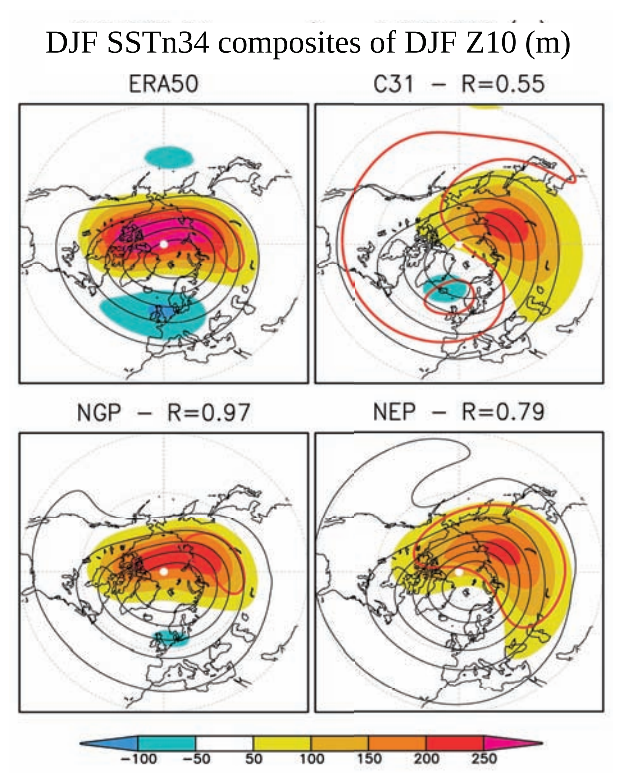


Figure 19: Composites DJF du géopotentiel à 10 hPa pour les réanalyses et les moyennes d'ensemble des expériences C31, NGP et NEP. La climatologie est représentée en contours noirs. Les anomalies significatives à 90 % sont délimitées par un contour rouge épais. R est le coefficient de corrélation entre les ensembles et les réanalyses.

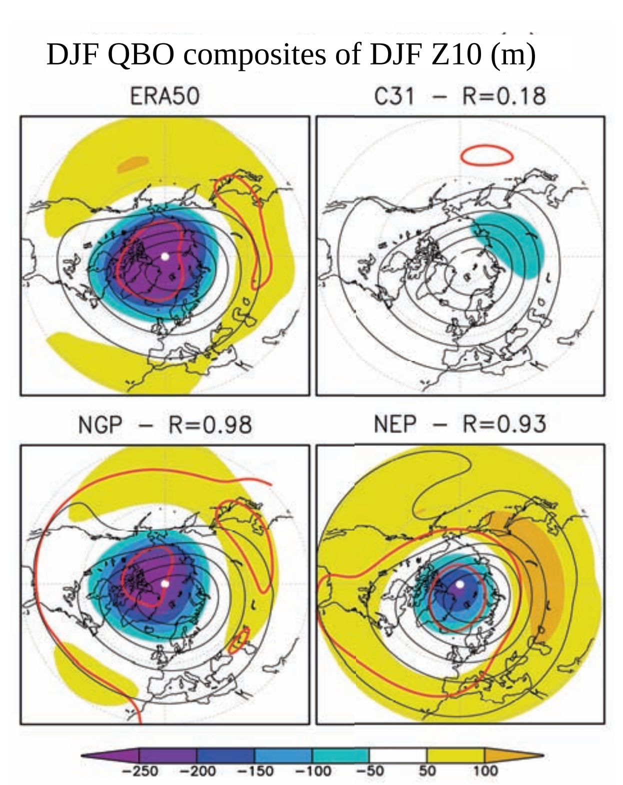


Figure 20: Composites DJF du géopotentiel à 10 hPa pour les réanalyses et les moyennes d'ensemble des expériences C31, NGP et NEP. La climatologie est représentée en contours noirs. Les anomalies significatives à 90 % sont délimitées par un contour rouge épais. R est le coefficient de corrélation entre les ensembles et les réanalyses.

La figure 19 montre les composites du géopotentiel à 10 hPa sur la différence entre les années Niño et les années Niña. La réponse du vortex polaire au forçage par l'ENSO, visible dans les réanalyses par une anomalie significative du géopotentiel aux hautes latitudes n'est que partiellement capturée par l'ensemble C31 forcé par les TSM observées. L'expérience NEP permet d'améliorer un peu la réponse polaire au forçage ENSO. De manière attendue, l'expérience C31 ne parvient pas à simuler la réponse stratosphérique au forçage QBO qui est mieux reproduite par l'ensemble NEP (figure 20). Par construction, l'expérience NGP reproduit fidèlement aussi bien les effets ENSO que QBO.

La réponse troposphérique au forçage par l'ENSO, illustrée sur la figure 21, correspond à la structure caractéristique de la PNA, avec quatre centres d'actions dont trois extra-tropicaux. Cette réponse est relativement bien reproduite par l'ensemble C31, malgré une extension excessive des anomalies significatives vers l'Europe. La relaxation de la stratosphère équatoriale ou globale n'améliore pas cette réponse à 500 hPa.

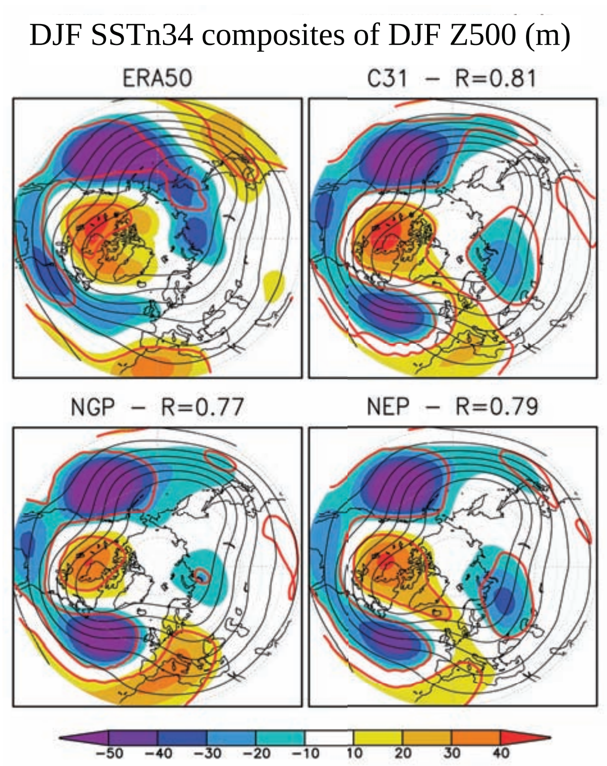


Figure 21: Composites DJF du géopotentiel à 500 hPa pour les réanalyses et les moyennes d'ensemble des expériences C31, NGP et NEP. La climatologie est représentée en contours noirs. Les anomalies significatives à 90 % sont délimitées par un contour rouge épais. R est le coefficient de corrélation entre les ensembles et les réanalyses.

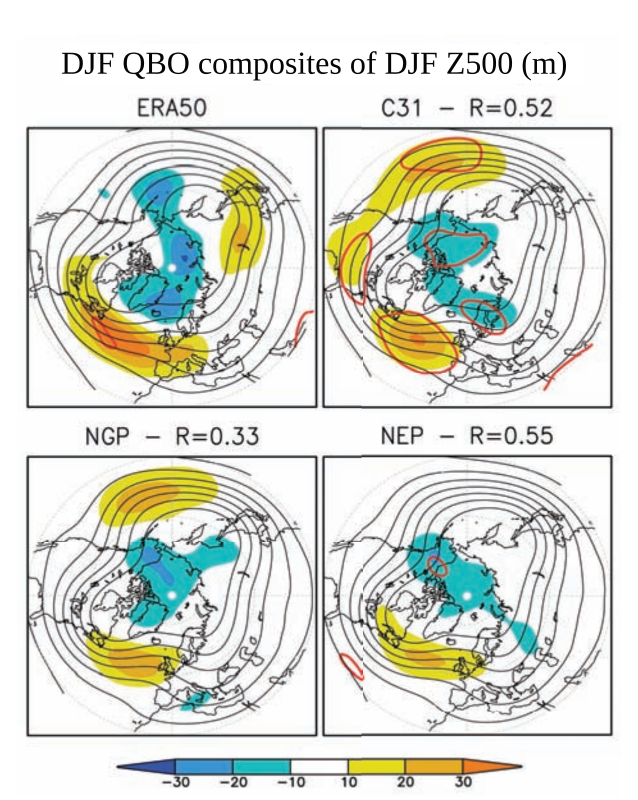


Figure 22: Composites DJF du géopotentiel à 500 hPa pour les réanalyses et les moyennes d'ensemble des expériences C31, NGP et NEP. La climatologie est représentée en contours noirs. Les anomalies significatives à 90 % sont délimitées par un contour rouge épais. R est le coefficient de corrélation entre les ensembles et les réanalyses.

La circulation troposphérique semble répondre au forçage par la QBO, avec en particulier un centre d'action sur le domaine Atlantique-Nord-Europe, qui est capturé par l'ensemble C31, et dans une moindre mesure par les simulations *nudgées* (figure 22) malgré une bien meilleure simulation du géopotentiel à 10 hPa, probablement en raison de la taille plus limitée des ensembles.

La signature en surface du forçage ENSO est caractérisée par une anomalie de température sur l'Amérique du nord et le Canada, et des anomalies de signe opposé sur l'Europe du Nord et la Russie (figure 23). Cette réponse est relativement bien reproduite par l'expérience de contrôle (en lien avec le forçage par les TSM observées) et n'est pas améliorée par la relaxation stratosphérique dans NGP et NEP (Contrairement aux simulations sans initialisation sur 30 ans effectuées dans le chapitre 3 et par Douville (2009), avec un profil vertical de relaxation différent (1,1,1,1,0.5,0.25)). Même si elle ne semble pas significative lorsque les anomalies de QBO sont seuillées à un demi écart-type, il existe une réponse en surface au forçage QBO qui se traduit par une anomalie de température sur le domaine eurasien, visible sur les ensembles C31 et NEP (figure 24).

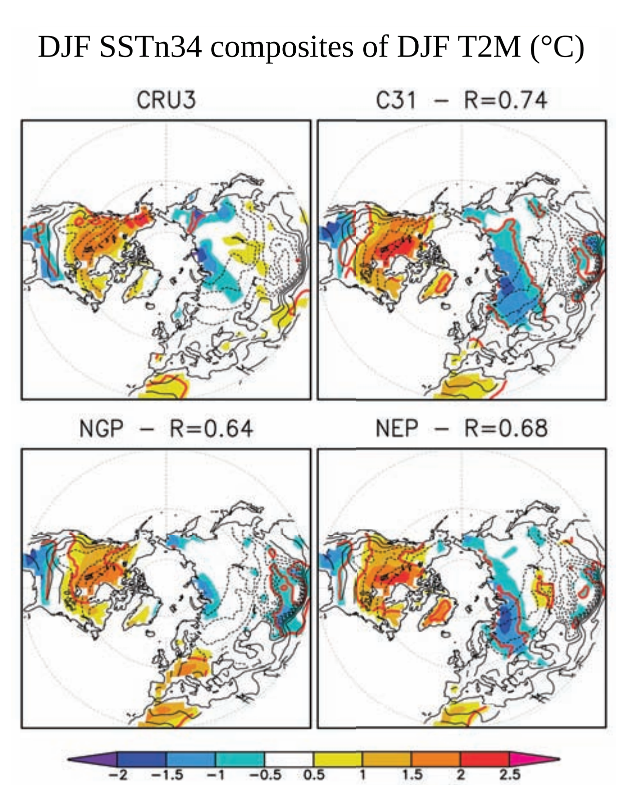


Figure 23: Composites DJF de la température à deux mètres pour les réanalyses et les moyennes d'ensemble des expériences C31, NGP et NEP. La climatologie est représentée en contours noirs. Les anomalies significatives à 90 % sont délimitées par un contour rouge épais. R est le coefficient de corrélation entre les ensembles et les réanalyses.

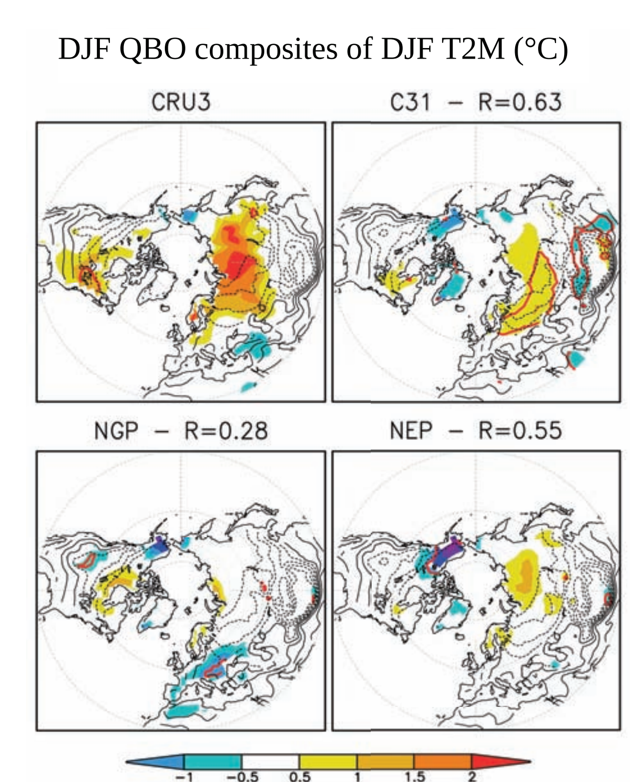


Figure 24: Composites DJF de la température à deux mètres pour les réanalyses et les moyennes d'ensemble des expériences C31, NGP et NEP. La climatologie est représentée en contours noirs. Les anomalies significatives à 90 % sont délimitées par un contour rouge épais. R est le coefficient de corrélation entre les ensembles et les réanalyses.

Le fait de guider la QBO vers les données du CEPMMT dans le modèle n'a pas d'effets positifs, notamment aux extra-tropiques. En particulier, la réponse du modèle aux forçages QBO et ENSO ne semble pas particulièrement améliorée dans l'expérience NEP. Comme nous l'avions vu dans les réanalyses du CEPMMT (voir le chapitre 2), il existe des effets non-linéaires entre les différents forçages qui peuvent moduler cette réponse. La non-additivité des forçages QBO et ENSO est également présente dans le modèle, comme le montre une analyse en double composites du géopotentiel à 500 hPa.

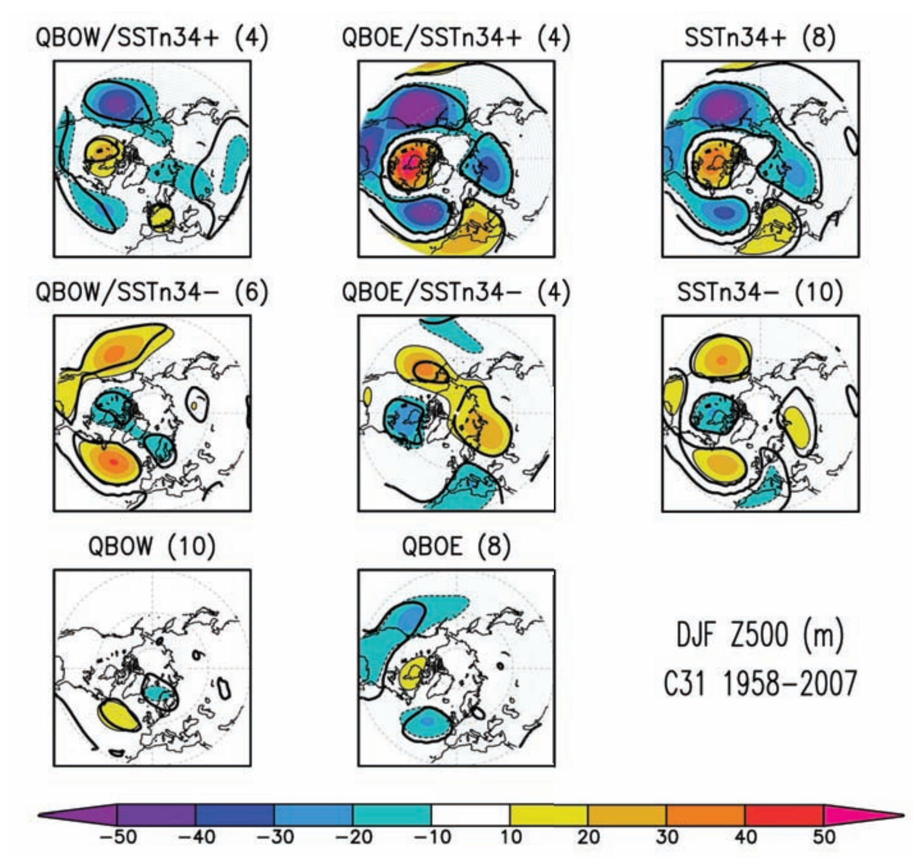


*Figure 25: Double composites des anomalies hivernales (DJF) de géopotentiel à 500 hPa (en m) aux moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère Nord pour l'ensemble **C31**, sur la base d'anomalies synchrones supérieures à un demi écart-type pour le vent zonal équatorial (5°S-5°N) à 30hPa comme indice de la QBO et les SST Niño3.4 comme indice de l'ENSO. Le trait noir épais délimite les anomalies significatives à 90%. Le nombre d'années utilisées pour chaque composite est indiqué entre parenthèses.*

Pour l'expérience C31, on constate en particulier que la réponse troposphérique au forçage ENSO est largement modulée par la phase de la QBO (figure 25). La structure caractéristique observée pour les années Niño (SSTn34+) perd largement de son intensité lors des phases d'ouest de la QBO. Elle est en revanche renforcée pendant les phases d'est

de la QBO. De la même manière pour l'expérience NEP, alors que les réponses aux forçages individuels sont marginales (à part pour les années Niño), la réponse de la troposphère est plus forte pour les forçages combinés QBOE/Niño et QBOW/Niña. En revanche, elle ne semble pas améliorée par rapport à celle mise en évidence dans l'expérience de contrôle (cf. figure 25) relativement aux réanalyses issues du CEPMMT (figure 27).

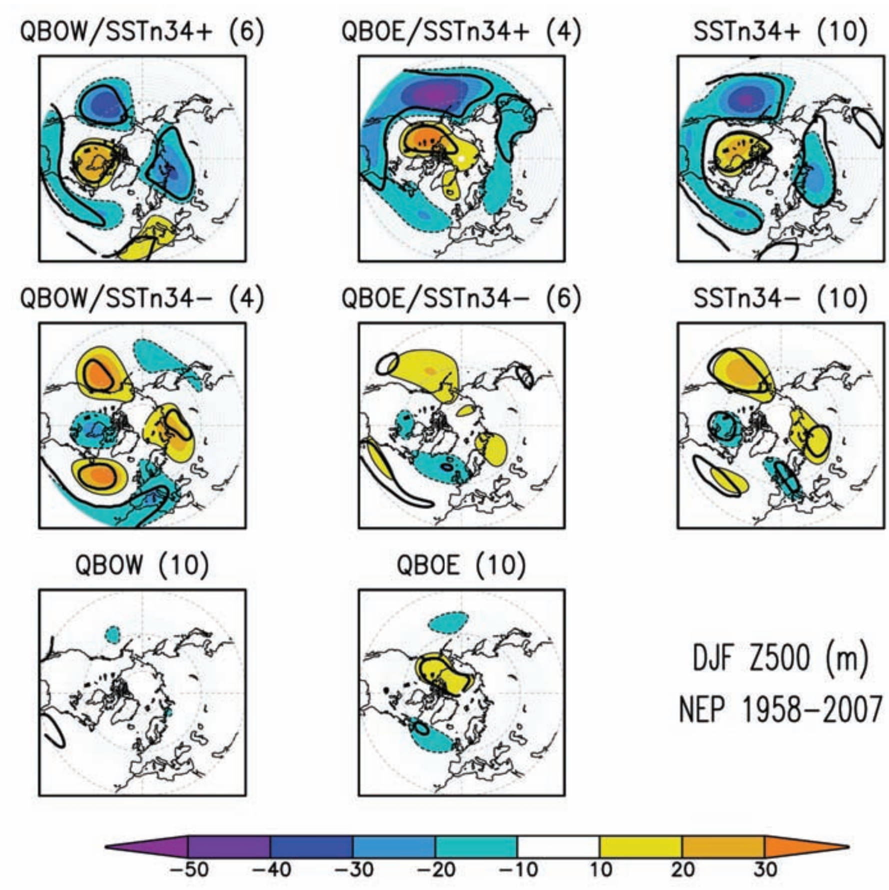


Figure 26: Même figure que la figure 25, mais pour l'expérience ***NEP****.*

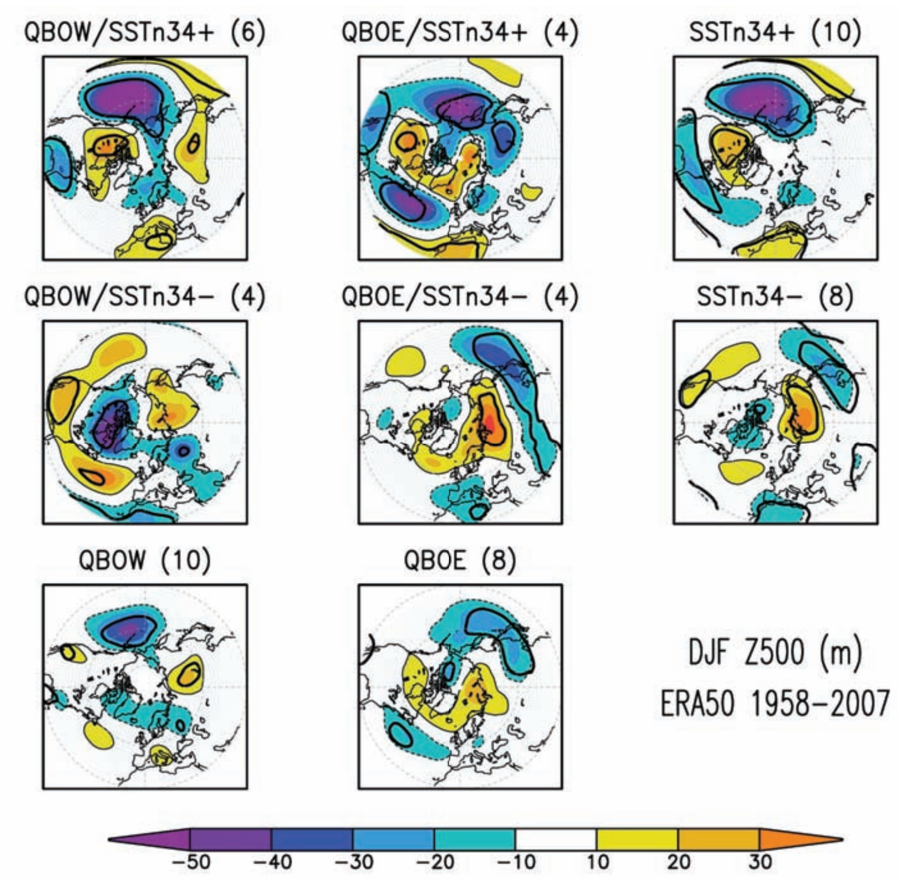


Figure 27: Double composites des anomalies hivernales (DJF) de géopotentiel à 500 hPa (en m) aux moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère Nord pour les réanalyses issues du ***CEPMMT****, sur la base d'anomalies synchrones supérieures à un demi écart-type pour le vent zonal équatorial (5°S-5°N) à 30hPa comme indice de la QBO et les SST Niño3.4 comme indice de l'ENSO. Le trait noir épais délimite les anomalies significatives à 90%. Le nombre d'années utilisées pour chaque composite est indiqué entre parenthèses.*

Nous avons vu qu'une stratosphère "parfaite" (NGP) améliore la prévisibilité du principal mode de variabilité hivernale extra-tropicale qu'est la NAO, et des températures en surface sur l'Europe du nord. Elle donne généralement de meilleurs scores dans la troposphère par rapport au seul forçage par les TSM observées, mise à part pour quelques années particulières. La réponse du modèle aux forçages ENSO et QBO a également été mise en évidence par les composites précédents, mais n'est pas systématique. La suite de cette section permet de comparer plus précisément les scores pour des hivers particuliers. Pour permettre une comparaison propre des expériences, nous montrons ici pour C31 les résultats issus des cinq premiers membres, mais ils sont ici équivalents si l'on prend 31 membres. La figure 28 montre les scores mensuels sur le géopotentiel à 500 hPa pour les

ensembles NGP et C31, pour chacune des années 1958 à 2007. Elle met en évidence les mois correspondant à un vortex polaire fort (en bleu) ou à un vortex polaire faible (en rouge), afin de voir si l'amélioration des scores dans NGP est surtout liée au signal correspondant à un affaiblissement ou un renforcement du vortex stratosphérique polaire.

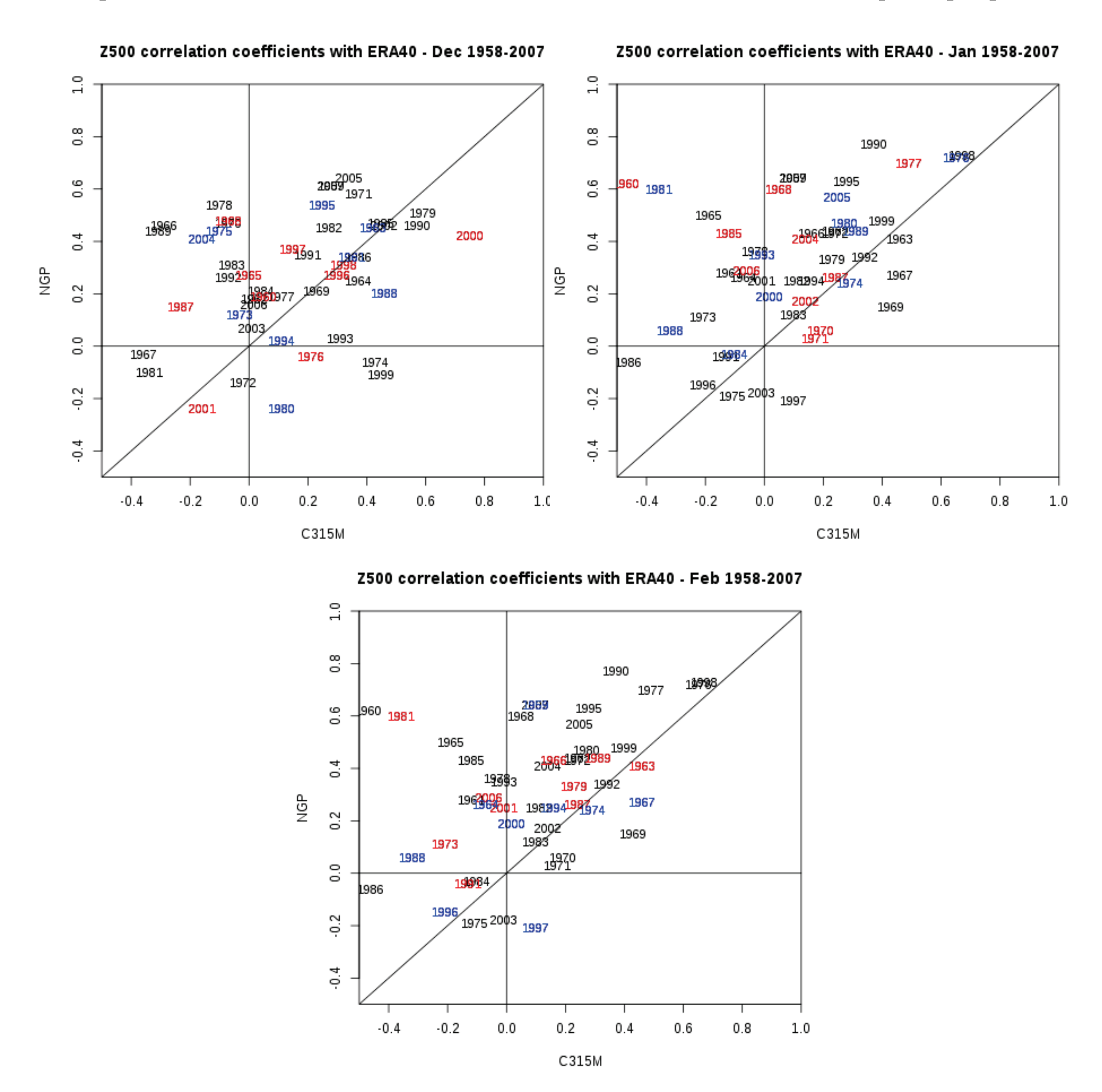


Figure 28: Scores troposphériques basés sur la corrélation entre les ensembles NGP/C31 (cinq membres chacun) et les réanalyses pour le géopotentiel à 500 hPa sur l'hémisphère nord extra-tropical, pour les mois de décembre, janvier et février sur la période 1958-2007. Les mois présentant un vortex polaire faible (tercile supérieur du géopotentiel à 10 hPa sur le domaine North Polar Cap) sont représentés en rouge, et les mois présentant un vortex polaire fort sont en bleu.

Dans un premier temps, on peut noter que les corrélations sont généralement plus élevées en janvier, qui est le mois présentant la fréquence la plus élevée de RSS (voir la figure 4 de ce chapitre), et les années présentant un affaiblissement du vortex polaire semblent majoritairement mieux simulées par l'ensemble NGP. Notons par ailleurs que pour le mois de février, les scores semblent plus faibles dans les deux ensembles pour les mois présentant un vortex anormalement fort. De plus, l'hiver 1981-1982 qui semblait mal simulée par l'ensemble NGP en moyenne hivernale alors qu'il correspond à une occurrence de RSS au mois de décembre, donne un score de 0.6 sur les mois de janvier et février, pour lesquels l'anomalie stratosphérique de géopotentiel est la plus forte.

Synthèse du chapitre 5

1 Questions posées

Des ensembles importants (31 membres) de simulations atmosphériques hivernales initialisées au premier novembre et forcées par les TSM observées ont été réalisées sur la période 1958-2007 dans le but de :

- Comparer les performances du modèle ARPEGE-Climat en version low-top (toit du modèle à 10 hPa, 31 niveaux verticaux) et high-top (toit du modèle à 0.1 hPa, 10 niveaux de plus dans la stratosphère).
- Évaluer l'impact d'une stratosphère réaliste (relaxation globale ou simplement équatoriale) sur la prévisibilité dans l'hémisphère nord.
- Étudier la nature des interactions entre les forçages océaniques et stratosphériques.

2 Résultats obtenus

✔ L'élévation du toit du modèle n'entraîne pas d'amélioration dans la stratosphère ni en termes d'état moyen ou de variabilité, ni en termes de prévisibilité, en dehors des tropiques où elle permet une meilleure persistance de la QBO en raison d'une amélioration de l'état moyen qui limite la dérive initiale du modèle.

✔ En accord avec les tests préliminaires réalisés sans initialisation avec la version 4 du modèle ARPEGE-Climat, une stratosphère réaliste globale conduit à une amélioration de l'état moyen et de la variabilité dans la troposphère, et permet d'améliorer la prévisibilité du mode NAO. Néanmoins, les résultats sont ici moins spectaculaires, probablement en raison de l'utilisation d'un profil vertical de relaxation différent par rapport aux tests préliminaires, mais qui présente l'avantage de moins perturber le couplage stratosphère-troposphère et la persistance des principaux modes de variabilité que sont l'AO et la NAO (voir la dernière section du chapitre 4).

- ✔ Une stratosphère équatoriale parfaite donne des scores équivalents dans la troposphère par rapport au seul forçage par les TSM observées. Même si elle améliore sensiblement la prévisibilité du PNJ. Ceci ne se traduit pas par une amélioration de la prévisibilité de la NAO. Par ailleurs, l'effet du *nudging* équatorial n'est pas systématique, notamment à cause des non-linéarités entre les forçages QBO et ENSO qui modulent la réponse du modèle.

- ✔ Une solution intermédiaire pour avoir une stratosphère réaliste serait de construire un schéma statistique de prévision stratosphérique, et de guider le modèle vers la prévision statistique là où elle donne de meilleurs résultats que la simple dynamique. Cependant, cette idée peut paraître prématurée au vu nos résultats et des effets moins spectaculaires de la relaxation que dans les tests préliminaires effectués avec la version 4 sans initialisation. Il est cependant nécessaire de prendre en compte la taille de nos ensembles pour l'interprétation de ces résultats. L'effet de la relaxation peut effectivement paraître moins spectaculaire, mais le fait de prendre 5 membres à la place de 31 a un impact non négligeable, à la fois en termes de scores et de dispersion d'ensemble. Il serait donc important d'accroître la taille des ensembles avant notamment de conclure sur l'intérêt potentiel d'une stratosphère équatoriale statistique (voir la section du chapitre 2).

Chapitre 6

Conclusion

L'objectif de cette thèse était de mieux comprendre l'influence de la stratosphère sur la variabilité climatique extra-tropicale en hiver dans l'hémisphère nord, et de quantifier sa contribution à la prévisibilité climatique aux échelles mensuelle à saisonnière, en comparaison de la contribution du forçage par les températures de surface de la mer observées.

- **État de l'art**

De nombreux travaux témoignent d'interactions entre la troposphère et la stratosphère, en particulier aux échelles intra-saisonnière et inter-annuelle. La variabilité hivernale de la stratosphère polaire dans l'hémisphère nord, notamment l'occurrence de réchauffements stratosphériques soudains, serait en partie forcée par des ondes planétaires troposphériques et pourrait en retour influencer la circulation troposphérique et le climat de surface en se projetant sur les modes AO/NAO qui dominent la variabilité hivernale à nos latitudes. Ces travaux reposent d'une part sur des études statistiques à partir des réanalyses atmosphériques disponibles sur la seconde moitié du 20ème siècle (et le début du 21ème siècle) dont la qualité n'a cessé de progresser au cours des dernières années, y compris dans la stratosphère. Il s'appuient d'autre part sur une hiérarchie de modèles atmosphériques, dont les modèles en équations primitives, et des expériences de sensibilité consistant par exemple à imposer une perturbation initiale ou persistante dans les niveaux stratosphériques.

Malheureusement, de nombreux modèles de climat peinent encore à reproduire de manière spontanée (sans initialisation) les principales caractéristiques de la circulation stratosphérique et de sa variabilité, que ce soit à l'équateur (QBO) ou aux hautes latitudes (RSS et climatologie du vortex polaire). Ceci est un obstacle majeur pour ces études de sensibilité, comme le montrent par exemple les résultats de Peings et al. (2012) indiquant que la réponse de l'AO à une perturbation de l'enneigement hivernal via un couplage troposphère-stratosphère est sensible aux biais du modèle ARPEGE-Climat dans la stratosphère équatoriale. Ce constat explique en partie que certains systèmes opérationnels de prévision saisonnière (y compris celui de Météo-France) soient encore basés sur des modèles « low-top » c'est-à-dire dont le toit se situe vers 10 hPa et dont la résolution verticale dans la basse stratosphère demeure relativement limitée. Ce choix relève aussi de contraintes sur le temps de calcul, le surcoût numérique d'une version « high-top » se révélant prohibitif au regard de l'impact limité sur les scores.

Ainsi, au delà des quelques études de cas publiées (ex : Scaife et Knight 2008), le gain à attendre d'une simulation « aussi réaliste que possible » de la stratosphère en matière de prévision saisonnière demeure une grande inconnue. En faisant le tour des forçages répertoriés de la variabilité du vortex stratosphérique polaire (ENSO, QBO, enneigement Eurasiatique, éruptions volcaniques, activité solaire), le chapitre 2 suggère qu'il existe une certaine prévisibilité de la stratosphère à l'échelle saisonnière, mais celle-ci semble relever d'interactions non-linéaires entre ces différents forçages, autant qu'on puisse en juger sur les 50 années de réanalyses que nous avons utilisées au cours de cette thèse. Par ailleurs, la question des biais troposphériques et de leur impact sur l'effet d'une stratosphère plus réaliste est également posée.

- **Validation du modèle ARPEGE-Climat et relaxation stratosphérique**

Pour ce faire, des tests préliminaires ont dans un premier temps été effectués sur le modèle ARPEGE-Climat du Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM), et sont décrits dans le chapitre 3. Il a été question de valider les versions 4 et 5 du modèle, successivement mises en places au CNRM au cours de cette thèse, en termes d'état moyen et de variabilité inter-annuelle à intra-saisonnière, sur des simulations de type AMIP (forcées par les TSM) sur la période 1971-2000. Les principales différences entre les versions 4 et 5 du modèle ARPEGE-Climat se résument à l'utilisation d'un nouveau schéma radiatif ainsi qu'à l'utilisation du module de surface continentale SURFEX dans la version 5. Ces modifications ont permis de corriger un biais chaud systématique en surface aux hautes latitudes, et de diminuer certains biais sur l'état moyen hivernal tant dans la troposphère que dans la stratosphère. Comme la plupart des modèles de circulation générale (Maycock 2011), ARPEGE-Climat simule un vortex stratosphérique polaire d'intensité trop faible et décalé vers le sud, associé à une sous-estimation de la divergence des flux d'Eliassen-Palm traduisant l'affaiblissement du jet stratosphérique d'hiver. La version 5 permet de corriger en partie ces biais, mais pas de repositionner le jet vers le pôle. Par ailleurs, l'ancienne version du modèle montre une variabilité stratosphérique trop faible, qui souligne notamment la difficulté à reproduire les extrêmes de vent zonal dans la stratosphère, et qui est améliorée dans la version 5. A l'échelle intra-saisonnière, quelle que soit la résolution verticale utilisée, le modèle peine à simuler une stratosphère réaliste, à reproduire une bonne variabilité et à maintenir la persistance des fortes anomalies stratosphériques, ce qui peut avoir un effet sur la propagation en surface de tels signaux.

Une méthode pour avoir une stratosphère réaliste et ainsi pouvoir étudier son influence sur le climat de surface et les interactions stratosphère-troposphère est de la prescrire en utilisant la technique du *nudging*, utilisée notamment par Douville (2009) ou Jung et al. (2011) pour étudier l'influence du vortex polaire sur la variabilité hivernale dans l'hémisphère nord. Le chapitre 3 a permis de confirmer qu'une stratosphère extra-tropicale réaliste apporte une réelle valeur ajoutée par rapport au seul forçage océanique, tant sur l'état moyen que sur la variabilité troposphérique à différentes échelles. Simuler une stratosphère extra-tropicale "parfaite" permet en effet de corriger significativement l'état moyen et l'écart-type inter-annuel dans la troposphère jusqu'en surface. Cela permet également une bonne simulation des modes de variabilité hivernale AO/NAO. Par ailleurs, la relaxation vers une stratosphère climatologique permet déjà de reproduire des modes

AO/NAO plus proches des réanalyses, suggérant que les biais systématiques du modèle ARPEGE-Climat en terme de climatologie stratosphérique pénalisent fortement la variabilité climatique simulée par ce modèle. A l'échelle intra-saisonnière, une stratosphère réaliste permet d'améliorer la simulation des processus de blocages, en particulier sur le domaine Atlantique-Europe, qui constituent une part importante de la variabilité atmosphérique sur ces régions. La relaxation de la stratosphère équatoriale, qui permet de reproduire la QBO non simulée par le modèle, a également un effet positif sur les biais du modèle, et conduit à un déplacement du jet stratosphérique d'hiver vers le pôle, via l'interaction avec la propagation des ondes extra-tropicales. Même si cela reste modeste, cela permet une augmentation de la variabilité stratosphérique hivernale.

- **Étude des hivers 1976-1977 et 2009-2010**

Afin d'illustrer l'influence de la stratosphère sur la variabilité climatique hivernale et de comprendre les mécanismes mis en jeu, deux études de cas ont été effectuées sur les hivers 1976-1977 et 2009-2010 qui furent exceptionnels tant d'un point de vue dynamique que par les conditions extrêmes de température auxquelles l'Europe fut confrontée. En particulier, tous deux présentent une forte persistance du régime NAO-, associée à une descente d'air polaire sur l'Europe du nord. Pour les deux hivers, ces conditions sont liées à un renversement du vent stratosphérique polaire avec réchauffement de la stratosphère et mise en place d'une structure de type AO en surface. Bien que ces deux hivers soient marqués par un réchauffement stratosphérique soudain, les mécanismes ayant contribué à cet affaiblissement du vortex polaire ne sont pas nécessairement les mêmes.

L'hiver 2009-2010 fut marqué par un fort Niño qui a pu favoriser la phase négative de l'AO, même si la réponse de la stratosphère polaire lors d'épisodes El Niño n'est pas systématique. Ensuite, l'anomalie de neige observée en octobre 2009 sur l'Eurasie a vraisemblablement forcé les ondes planétaires dans la troposphère, qui se sont ensuite propagées dans la stratosphère polaire. D'autre part, la phase est de la QBO semble être à l'origine d'un confinement de l'activité ondulatoire dans les hautes latitudes. Ces différents forçages, mis en évidence par les flux d'Eliassen-Palm, ont probablement affecté la circulation zonale dans la stratosphère polaire.

Pour l'hiver 1976-1977, la phase Est de la QBO et l'anomalie positive de couverture neigeuse sur l'Eurasie au cours du mois d'octobre 1976, qui représente un record sur la période 1967-2011, semblent être les principaux forçages ayant contribué au réchauffement stratosphérique soudain, et expliquant la propagation des ondes planétaires décrites précédemment.

Pour estimer la capacité du modèle à reproduire les anomalies consécutives à ces RSS et analyser l'impact de la stratosphère pour ces cas particuliers, nous avons effectué, pour chacun de ces hivers, deux jeux de simulations d'ensemble de 30 membres sur la période NDJF, forcées par les TSM mensuelles observées, avec d'une part une stratosphère libre (expérience de contrôle), et d'autre part une stratosphère extra-tropicale guidée vers les réanalyses du CEPMMT (expérience *nudgée*) afin de simuler les RSS qui ont eu lieu. Ces simulations ont souligné le fait que les anomalies hivernales observées sont mal reproduites

par le modèle ARPEGE-Climat uniquement forcé par les TSM observées, qui ne parvient qu'à capturer la réponse au signal ENSO sur le Pacifique. L'importance d'une stratosphère réaliste pour la variabilité hivernale a ainsi été confirmée pour ces deux hivers. En particulier, la relaxation de la stratosphère extra-tropicale permet une meilleure simulation du signal NAO- en moyenne saisonnière, ainsi que des anomalies de température et l'occurrence de jours très froids sur l'Europe.

Dans les ensembles «*nudgés*», bien que tous les membres aient la même variabilité dans la stratosphère extra-tropicale et reproduisent donc tous les RSS observés, ils ne répondent pas à ce forçage de manière identique dans la troposphère. La dispersion d'ensemble de la simulation *nudgée* pour l'hiver 2009-2010 a été utilisée afin de déterminer si, pour une même variabilité stratosphérique, il existe ou non un pré-conditionnement dans la troposphère qui favoriserait une réponse au réchauffement stratosphérique. Un critère basé sur l'anomalie de température polaire à 500 hPa a été appliqué afin de séparer les membres en une population dite «propagative» (anomalie positive) et une population «non propagative». Si un pré-conditionnement troposphérique n'est pas flagrant, les diagnostics effectués ont montré une différence de flux d'Eliassen-Palm entre les deux populations avant le RSS, ainsi qu'une anomalie de géopotentiel à 500 hPa au pôle plus forte pour les membres «propagatifs», qui se renforce dans les vingt jours suivants le RSS, de manière cohérente avec notre critère de discrimination. Ces résultats suggèrent que les membres qui répondent favorablement à l'anomalie stratosphérique présentent déjà une anomalie chaude dans la troposphère polaire avant le RSS. Cependant, si la relaxation de la stratosphère vers les réanalyses permet d'isoler les différents comportements troposphériques pour des membres ayant une même variabilité dans la stratosphère, cette méthode n'est pas nécessairement sans ambiguïté à cause des interactions qui ont lieu à des échelles de temps relativement courtes entre la stratosphère et la troposphère lors d'évènements de type RSS. Une solution alternative pour étudier les mécanismes liés aux RSS en laissant ces interactions libres serait d'effectuer des ensembles de simulations avec stratosphère libre, initialisés plus ou moins longtemps avant le début du RSS.

- **Évaluation de l'influence de la stratosphère sur des expériences de prévisions d'ensemble hivernales**

L'influence de la stratosphère sur la variabilité climatique hivernale a été évaluée dans le chapitre 5 grâce à des simulations d'ensemble hivernales en mode «hindcast» sur la période 1958-2007, initialisées au 1er novembre et forcées par les TSM observées, le nombre d'hivers utilisé permettant d'assurer des résultats un peu plus robustes qu'au chapitre 3. Il a été question dans ce chapitre d'étudier d'une part l'impact de l'élévation du toit du modèle et du nombre de niveaux dans la stratosphère, et d'autre part l'impact d'une stratosphère réaliste via la relaxation de la stratosphère globale ou équatoriale en utilisant un profil vertical de relaxation différent du chapitre 3, permettant de guider pleinement la stratosphère vers les réanalyses tout en évitant le plus possible de perturber la troposphère.

La comparaison d'un modèle standard low-top avec sa version high-top (ajouts de 10 niveaux dans la stratosphère, même niveaux dans la troposphère) montre que l'élévation du toit du modèle n'entraîne pas d'amélioration dans la stratosphère extra-tropicale ni en

termes d'état moyen ou de variabilité, ni en termes de prévisibilité en raison non seulement d'une persistance plus élevée des effets de l'initialisation pour l'ensemble low-top dont la climatologie est meilleure que celle de l'ensemble high-top. En revanche, l'effet de l'initialisation est plus important dans la bande équatoriale pour la configuration high-top, qui permet une meilleure persistance de la QBO.

En accord avec les tests préliminaires effectués sans initialisation sur la version 4 du modèle ARPEGE-Climat, une relaxation de la stratosphère vers les données du CEPMMT entraîne une amélioration de l'état moyen et de la variabilité dans la troposphère, ainsi que de la prévisibilité du mode NAO. Les résultats semblent cependant moins spectaculaires, probablement en raison du nouveau profil vertical de relaxation utilisé. Si la relaxation de la stratosphère équatoriale améliore la prévisibilité de l'indice PNJ, cela ne se traduit pas par une amélioration de la prévisibilité de la NAO et des autres caractéristiques de la variabilité extra-tropicale de l'hémisphère nord. Par ailleurs, l'effet du *nudging* équatorial n'est pas systématique, en particulier à cause des non-linéarités des effets combinés des forçages ENSO et QBO.

Ces résultats sont cependant à prendre avec précaution, la taille des échantillons ayant un impact sur les scores. En effet, nous avons choisi de ne réaliser dans un premier temps que 5 membres pour les ensembles *nudgés*, de façon à confirmer rapidement et de façon moins coûteuse l'effet de la relaxation stratosphérique, pour effectuer à terme des ensembles plus conséquents de prévisions statistico-dynamiques dans lesquels le modèle serait *nudgé* dans la bande équatoriale vers un schéma statistique de prévision de la QBO. Cette partie n'a pas pu être traitée dans cette thèse, mais il serait important d'augmenter la taille de nos ensembles *nudgés* afin d'étudier l'influence de la stratosphère de manière plus robuste, avant de conclure sur l’intérêt potentiel d'une stratosphère équatoriale statistique.

- **En conclusion**

Depuis une dizaine d'années, un nombre grandissant d'études s'intéresse à la stratosphère et son influence sur la variabilité climatique à différentes échelles de temps. La faible résolution verticale de la stratosphère est souvent mise en cause pour expliquer une absence de prévisibilité à l'échelle saisonnière dans les modèles couplés océan-atmosphère qui montrent des biais systématiques importants dans la stratosphère (Maycock 2011), et les modèles commencent depuis peu à voir leur résolution verticale augmenter. Nos travaux ont cependant montré que, dans l'état actuel du modèle ARPEGE-Climat, l'augmentation de la résolution verticale avec ajout de 10 niveaux stratosphériques et élévation du toit à 0.1 hPa ne suffit pas pour obtenir une stratosphère plus réaliste. C'est pourquoi, tout au long de cette thèse, la technique de la relaxation vers les réanalyses du CEPMMT a été exploitée afin de montrer, de manière idéalisée, l'influence d'une stratosphère « parfaite » sur la variabilité climatique extra-tropicale hivernale par rapport au seul forçage par les TSM observées. Les résultats obtenus sont encourageants mais sensibles à la version du modèle et au profil vertical de nudging utilisés.

In fine, la question de la prévision de la stratosphère se pose donc pour exploiter

cette influence potentielle. Comme nous l'avons vu à la fin du chapitre 2, un simple schéma auto-régressif d'ordre 3 de prévision de la QBO donne de meilleurs scores que nos prévisions dynamiques forcées par des TSM observées, ce qui suggère la faisabilité d'une prévision statistico-dynamique pour laquelle la stratosphère équatoriale pourrait être *nudgée* vers ce schéma statistique. Concernant la stratosphère extra-tropicale, des tests préliminaires (non montrés dans ce manuscrit) proposant une prévision statistique du vortex polaire basée sur une régression multiple ont montré des résultats encourageants en validation croisée (« leave out one cross-validation »). Les prédicteurs utilisés (ENSO, QBO, enneigement Eurasiatique, aérosols volcaniques, rayonnement solaire au sommet de l'atmosphère observés avant le mois de Novembre) pour prévoir le vent zonal en hiver (D-J-F) dans la basse stratosphère ne sont cependant pas nécessairement additifs, ce qui soulève la question de la pertinence d'une approche linéaire et de la faisabilité d'une prévision statistique du vortex dont les scores seraient suffisants pour avoir un effet positif sur les prévisions dynamiques via la technique de nudging.

Perspectives

Ce mémoire ouvre donc un certain nombre de perspectives concernant aussi bien l'amélioration de la représentation de la stratosphère dans le modèle ARPEGE-Climat que l'étude des interactions entre la stratosphère et la troposphère, des mécanismes associés, et du gain de prévisibilité à l'échelle saisonnière qu'il faut en attendre.

- **Schémas statistiques de prévision**

Comme nous venons de l'expliquer, les techniques classiques de régression linéaire ne sont pas nécessairement adaptées pour la prévision statistique du vortex stratosphérique polaire. Une régression de type LASSO (Tibshirani 1996) pourrait être testée afin d'introduire un très grand nombre de prédicteurs potentiels de façon peu coûteuse et plus efficace. D'autres techniques non-linéaires pourraient également être testées, si possible sur la base de séries temporelles aussi longues que possible, grâce à des reconstructions empiriques (ex : Brönnimann et al. 2007 pour la QBO) ou à des simulations climatiques montrant un comportement « réaliste » du vortex polaire et de la QBO en termes de variabilité. Dès lors que ces prévisions statistiques montrent des scores (déterministes et probabilistes) supérieurs à ceux des systèmes dynamiques, la technique de nudging vers une stratosphère statistique demeure une option viable pour la prévision saisonnière dynamique. Par ailleurs, des prévisions purement statistiques du climat hivernal sur l'Europe (ex : Folland et al. 2012) peuvent également être proposées au moins comme « étalon » (« benchmark ») des prévisions dynamiques.

- **Résolution verticale et paramétrisation des ondes de gravité**

Dans l'état actuel du modèle ARPEGE-Climat l'augmentation de la résolution verticale avec ajout de 10 niveaux dans la stratosphère et élévation du toit à 0.1 hPa n'est pas suffisante pour obtenir une stratosphère plus réaliste. On peut envisager de tester de plus fortes résolutions (60 voire 91 niveaux comme cela a déjà été fait par l'équipe AEC

avec des résultats plus encourageants). On peut aussi et surtout améliorer la paramétrisation des ondes de gravité et procéder à un réglage de ces paramétrisations en fonction de la résolution horizontale et verticale utilisée (même si dans notre étude nous avons pris le parti de garder les mêmes réglages dans les configurations low-top et high-top). Concernant la paramétrisation des ondes de gravité non orographiques, les résultats encourageants récemment obtenus au LMD (Lott et al. 2012) laissent notamment entrevoir la possibilité de simuler une QBO réaliste avec un surcoût numérique compatible avec les exigences de la prévision saisonnière.

- **Étude de la variabilité stratosphérique et du couplage avec la troposphère**

Afin d'étudier les mécanismes dynamiques associés au couplage troposphère-stratosphère, de nouvelles expériences numériques pourraient être conduites. D'une part, de manière symétrique aux simulations effectuées au cours de cette thèse, des simulations *nudgées* dans la troposphère (notamment vers une troposphère climatologique – dynamique et température – estimée à partir de réanalyses et/ou d'une expérience de contrôle) pourraient être réalisées pour isoler la variabilité interne de la stratosphère et sa contribution éventuelle aux RSS. D'autre part, des ensembles de simulations forcées par les TSM observées, avec stratosphère libre, mais initialisés plus ou moins longtemps avant les RSS observés ou simulés dans une expérience de contrôle pourraient être conduits pour analyser les mécanismes qui sous-tendent l'influence de la stratosphère sur la troposphère sans recourir à la technique de nudging qui, par construction, détruit le caractère couplé des interactions entre troposphère et stratosphère.

- **Étude de prévisibilité en mode couplé océan-atmosphère**

Dans cette thèse, les conditions aux limites inférieures (température de surface de la mer) et supérieures (stratosphères) ont été traitées comme deux forçages indépendants de la variabilité troposphérique simulée par le modèle ARPEGE-Climat. Cependant, il s'agit là d'une construction hautement idéalisée et si l'océan contribue à la variabilité stratosphérique (cf. effet de l'ENSO), il répond aussi nécessairement à cette même variabilité via son influence sur le rayonnement et le climat en surface. Ainsi, il serait intéressant de mener le même type d'expériences (nudging de la stratosphère) dans des prévisions dynamiques couplées océan-atmosphère plus proches du contexte opérationnel, afin d'identifier par exemple la signature océanique en surface et en subsurface des RSS.

- **Couplage chimie-climat**

Enfin, la stratosphère est le siège d'un étroit couplage entre la chimie et la dynamique via l'influence de l'ozone sur le rayonnement ultra-violet absorbé. Des simulations parallèles avec et sans ozone interactif (chimie simplifiée ou plus sophistiquée) pourraient être effectuées afin d'étudier la modulation de la variabilité stratosphérique par les rétroactions liées à l'ozone, et le rôle de l'initialisation de l'ozone sur la prévisibilité aux échelles mensuelle à saisonnière.

Annexe

Récapitulatif des expériences

STRATO LIBRE						
SIMULATIONS	Version ARPEGE-Climat	Nombre de niveaux verticaux	Grille horizontale	SURFEX	Taille ensemble	Forçage TSM
L31V4	V4	31	2.8°x2.8°	NON	1	HadISST
L31V5	V5	31	2.8°x2.8°	OUI	1	Amip
L41V5	V5	41	2.8°x2.8°	OUI	1	Amip
CTL	V4	31	2.8°x2.8°	NON	5	HadISST
CWF	V4	31	2.8°x2.8°	NON	30	HadISST
CWFT159L60	V4	60	1.4°x1.4°	NON	30	HadISST
C31	V5	31	2.8°x2.8°	OUI	31	Amip
C41	V5	41	2.8°x2.8°	OUI	31	Amip

STRATO NUDGEE						
SIMULATIONS	Version ARPEGE-Climat	Nombre de niveaux verticaux	Grille horizontale	Taille ensemble	Profil vertical relaxation	Domaine
EXN	V4	31	2.8°x2.8°	5	1-1-1-1-0.75-0.5-0.25	Extra-tropical
EXNC	V4	31	2.8°x2.8°	5	1-1-1-1-0.75-0.5-0.25	Extra-tropical climatologique
EXNF	V4	31	2.8°x2.8°	5	1-1-1-1-0.75-0.5-0.25	Extra-tropical filtré
EQN	V4	31	2.8°x2.8°	5	1-1-1-1-0.75-0.5-0.25	Équatorial
CWN	V4	31	2.8°x2.8°	30	1-1-1-1-0.75-0.5-0.25	Extra-tropical
CWNT159	V4	60	1.4°x1.4°	30	1-1-1-1-0.75-0.5-0.25	Extra-tropical
P0	V5	31	2.8°x2.8°	31	1-1-1-1-0.75-0.5-0.25	Global/modèle parfait
P2	V5	31	2.8°x2.8°	31	1-1-1-0.5	Global/modèle parfait
NGP	V5	31	2.8°x2.8°	5	1-1-1-0.5	Global
NEP	V5	31	2.8°x2.8°	5	1-1-1-0.5	Équatorial

Liste des acronymes

ACC: Anomaly Correlation Coefficient

ACP: Analyse en composante principale

AMIP: Atmospheric Model Intercomparison Project

AO: Arctic Oscillation

ARPEGE: Action de Recherche à PEtite et Grande Echelle

CEPMMT: Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme

CERFACS: Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique

CMIP: Coupled Model Intercomparison Project

CNRM: Centre National de Recherches Météorologiques

CRU: Climate Research Unit

DJF: Décembre-Janvier-Février

ECMWF: European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

ENSO: El Niño Southern Oscillation

EOF: Empirical Orthogonal Function

EP flux: Eliassen-Palm flux

ERA40: ECMWF 40-year reanalysis

GIEC: Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat

ISBA: Interactions Soil Biosphere Atmosphere

MCG: Modèle de Circulation Générale

NAE: Nord Atlantique-Europe

NAM: Northern Annular Mode

NAO: North Atlantic Oscillation

NCEP: National Centers for Environmental Prediction

NDJF: Novembre-Décembre-Janvier-Février

NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration

NPC: North Polar Cap

P_{mer}: Pression au niveau de la mer

PNA: Pacific North America oscillation

PNJ: Polar Night Jet

QBO: Quasi-Biennal Oscillation

RMSE: Root Mean Square Error

RSS: Réchauffement Stratosphérique Soudain

SAM: Southern Annular Mode

SOI: Southern Oscillation Index

SON: Septembre-Octobre-Novembre

SST: Sea Surface Temperatures

SURFEX: SURFace EXternalisée

T2M: Température à deux mètres

TSM: Températures de Surface de la Mer

WAF: Wave Activity Flux

Z10: Géopotentiel à 10 hPa

Z500: Géopotentiel à 500 hPa

ZMZW: Zonal Mean Zonal Wind

Bibliographie

Alves, O., M. A. Balmaseda, D. Anderson, and T. Stockdale (2004), Sensitivity of dynamical seasonal forecasts to ocean initial conditions, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *130*(597), 647–667, doi:10.1256/qj.03.25.

Ambaum, M. H. P., and B. J. Hoskins (2002), The NAO Troposphere-Stratosphere Connection., *Journal of Climate*, *15*, 1969–1978, doi:10.1175/1520-0442(2002)015<1969:TNTSC>2.0.CO;2.

Ambaum, M. H. P., B. J. Hoskins, and D. B. Stephenson (2001), Arctic Oscillation or North Atlantic Oscillation?, *Journal of Climate*, *14*(16), 3495–3507, doi:10.1175/1520-0442(2001)014<3495:AOONAO>2.0.CO;2.

Andrews, D. G. (1985), Wave–Mean-Flow Interaction in the Middle Atmosphere, in *Advances in Geophysics*, vol. Volume 28, Part A, pp. 249–275.

Baldwin, M. P., and T. J. Dunkerton (1999), Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere, *J. Geophys. Res.*, *104*(D24), 30937–30,946, doi:10.1029/1999JD900445.

Baldwin, M. P., and T. J. Dunkerton (2001), Stratospheric Harbingers of Anomalous Weather Regimes, *Science*, *294*(5542), 581–584, doi:10.1126/science.1063315.

Baldwin, M. P., D. B. Stephenson, D. W. J. Thompson, T. J. Dunkerton, A. J. Charlton, and A. O'neill (2003), Stratospheric memory and skill of extended-range weather forecasts, *Science*, *301*(5633), 636–640.

Barnston, A. G., Y. He, and M. H. Glantz (1999), Predictive Skill of Statistical and Dynamical Climate Models in SST Forecasts during the 1997-98 El Niño Episode and the 1998 La Niña Onset, *Bulletin of the American Meteorological Society*, *80*(2), 217–243, doi:10.1175/1520-0477(1999)080<0217:PSOSAD>2.0.CO;2.

Bell, C. J., L. J. Gray, A. J. Charlton-Perez, M. M. Joshi, and A. A. Scaife (2009), Stratospheric Communication of El Niño Teleconnections to European Winter, *Journal of Climate*, *22*(15), 4083–4096, doi:10.1175/2009JCLI2717.1.

Black, R. X. (2002), Stratospheric Forcing of Surface Climate in the Arctic Oscillation, *Journal of Climate*,*15*(3), 268–277, doi:10.1175/1520-0442(2002)015<0268:SFOSCI>2.0.CO;2.

Boville, B. A. (1984), The Influence of the Polar Night Jet on the Tropospheric Circulation in a GCM, *Journal of the Atmospheric Sciences*, *41*(7), 1132–1142, doi:10.1175/1520-0469(1984)041<1132:TIOTPN>2.0.CO;2.

Boville, B. A., and W. J. Randel (1992), Equatorial Waves in a Stratospheric GCM: Effects of Vertical Resolution, *Journal of the Atmospheric Sciences*, *49*(9), 785–801, doi:10.1175/1520-0469(1992)049<0785:EWIASG>2.0.CO;2.

Brönnimann, S., J. L. Annis, C. Vogler, and P. D. Jones (2007), Reconstructing the quasi-biennial oscillation back to the early 1900s, *Geophys. Res. Lett.*, *34*(22), L22805, doi:10.1029/2007GL031354.

Cagnazzo, C., and E. Manzini (2009), Impact of the Stratosphere on the Winter Tropospheric Teleconnections between ENSO and the North Atlantic and European Region, *Journal of Climate*, *22*(5), 1223–1238, doi:10.1175/2008JCLI2549.1.

Calvo, N., M. A. Giorgetta, R. Garcia-Herrera, and E. Manzini (2009), Nonlinearity of the combined warm ENSO and QBO effects on the Northern Hemisphere polar vortex in MAECHAM5 simulations, *J. Geophys. Res.*, *114*(D13), D13109, doi:10.1029/2008JD011445.

Cane, M. A., S. E. Zebiak, and S. C. Dolan (1986), Experimental forecasts of El Nino, *Nature*, *321*, 827–832, doi:DOI: 10.1038/321827a0.

Cariolle, D., M. Amodei, M. Déqué, J. F. Mahfouf, P. Simon, and H. Teyssédre (1993), A quasi-biennial oscillation signal in general circulation model simulations, *Science*, *261*(5126), 1313–1316, doi:10.1126/science.261.5126.1313.

Cash, B., P. Kushner, and G. K. Vallis (2005), Zonal asymmetries, teleconnections and annular patterns in a GCM., *J. Atmos. Sci.*, *62*, 207–219.

Cassou, C., L. Terray, J.W. Hurrell, and C. Deser (2004), North Atlantic winter climate regimes : Spatial asymmetry, stationarity with time, and oceanic forcing, *Journal of Climate*, 17 , pp. 1055–1068.

Cassou, C., L. Terray, and A.S. Phillips (2005), Tropical Atlantic Influence on European Heat Waves, *Journal of Climate*, 18 (15), pp. 2805—2811.

Cattiaux, J., H. Douville, and Y. Peings (2012), European temperatures in CMIP5: origins of present-day biases and future uncertainties., *Clim. Dyn.*

Charlton, A. J., and L. M. Polvani (2007), A New Look at Stratospheric Sudden Warmings. Part I: Climatology and Modeling Benchmarks, *Journal of Climate*, *20*(3), 449–469, doi:10.1175/JCLI3996.1.

Charlton, A. J., A. O'neill, W. A. Lahoz, and A. C. Massacand (2004), Sensitivity of tropospheric forecasts to stratospheric initial conditions, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *130*(600), 1771–1792, doi:10.1256/qj.03.167.

Charlton, A. J., L. M. Polvani, J. Perlwitz, F. Sassi, E. Manzini, K. Shibata, S. Pawson, J. E. Nielsen, and D. Rind (2007), A new look at stratospheric sudden warmings. Part II: Evaluation of numerical model simulations, *Journal of climate*, *20*(3), 470–488.

Charney, J. G., and P. G. Drazin (1961), Propagation of Planetary-Scale Disturbances from the Lower into the Upper Atmosphere, *Journal of Geophysical Research*, *66*(1), 83–109, doi:10.1029/JZ066i001p00083.

Christiansen, B. (2005), Downward propagation and statistical forecast of the near-surface weather, *J. Geophys. Res.*, *110*(D14), D14104, doi:10.1029/2004JD005431.

Cohen, J., K. Saito, and D. Entekhabi (2001), The role of the Siberian high in northern hemisphere climate variability, *Geophys. Res. Lett.*, *28*(2), 299–302, doi:10.1029/2000GL011927.

Cohen, J., and C. Fletcher (2007), Improved Skill of Northern Hemisphere Winter Surface Temperature Predictions Based on Land–Atmosphere Fall Anomalies, *Journal of Climate*, *20*(16), 4118–4132, doi:10.1175/JCLI4241.1.

Cohen, J., M. Barlow, P. J. Kushner, and K. Saito (2007), Stratosphere–Troposphere Coupling and Links with Eurasian Land Surface Variability, *Journal of Climate*, *20*(21), 5335–5343, doi:10.1175/2007JCLI1725.1.

Cohen, J., J. Foster, M. Barlow, K. Saito, and J. Jones (2010), Winter 2009–2010: A case study of an extreme Arctic Oscillation event, *Geophys. Res. Lett.*, *37*(17), L17707, doi:10.1029/2010GL044256.

Cohen, J., and J. Jones (2011), Tropospheric Precursors and Stratospheric Warmings, *Journal of Climate*, *24*(24), 6562–6572, doi:10.1175/2011JCLI4160.1.

Cordero, E. C., and P. M. D. F. Forster (2006), Stratospheric variability and trends in models used for the IPCC AR4, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *6*(12), 5369–5380.

Decharme, B., R. Alkama, H. Douville, M. Becker, and A. Cazenave (2010), Global Evaluation of the ISBA-TRIP Continental Hydrological System. Part II: Uncertainties in River Routing Simulation Related to Flow Velocity and Groundwater Storage, *Journal of Hydrometeorology*, *11*(3), 601–617, doi:10.1175/2010JHM1212.1.

Déqué, M., C. Dreveton, A. Braun, and D. Cariolle (1994), The ARPEGE/IFS atmosphere model: a contribution to the French community climate modelling, *Climate Dynamics*, *10*(4), 249–266, doi:10.1007/BF00208992.

Déqué M., A. Braun, J.P. Piedelievre, P. Marquet, P. Dandin, J.F. Guérémy, J.F. Geleyn, E. Bazile, J.M. Piriou, K. Yessad, P. Courtier et M. Rochas (1999) *ARPEGE version 3, documentation algorithmique et mode d'emploi*.

Doblas-Reyes, F. J., R. Hagedorn, and T. N. Palmer (2005), The rationale behind the success of multi-model ensembles in seasonal forecasting – II. Calibration and combination, *Tellus A*, *57*(3), 234–252, doi:10.1111/j.1600-0870.2005.00104.x.

Douville, H. (2009), Stratospheric polar vortex influence on Northern Hemisphere winter climate variability, *Geophys. Res. Lett.*, *36*(18), L18703, doi:10.1029/2009GL039334.

Douville, H. (2010), Relative contribution of soil moisture and snow mass to seasonal climate predictability: a pilot study, *Climate Dynamics*, *34*(6), 797–818, doi:10.1007/s00382-008-0508-1.

Eliassen, A., and E. Palm (1961), On the transfer of energy in stationary mountain waves, *Geofysik Publication*, *22(3)*, 1–23.

Feldstein, S., and S. Lee (1998), Is the Atmospheric Zonal Index Driven by an Eddy Feedback?, *Journal of the Atmospheric Sciences*, *55*(19), 3077–3086, doi:10.1175/1520-0469(1998)055<3077:ITAZID>2.0.CO;2.

Folland, C. K., A. A. Scaife, J. Lindesay, and D. B. Stephenson (2012), How potentially predictable is northern European winter climate a season ahead?, *International Journal of Climatology*, *32*(6), 801–818, doi:10.1002/joc.2314.

Garfinkel, C. I., D. L. Hartmann, and F. Sassi (2010), Tropospheric Precursors of Anomalous Northern Hemisphere Stratospheric Polar Vortices, *Journal of Climate*, *23*(12), 3282–3299, doi:10.1175/2010JCLI3010.1.

Gerber, E. P., C. Orbe, and L. M. Polvani (2009), Stratospheric influence on the tropospheric circulation revealed by idealized ensemble forecasts, *Geophys. Res. Lett.*, *36*(24), L24801, doi:10.1029/2009GL040913.

Gilchrist, A. (1977), An experiment on extended range prediction using a general circulation model and including the influence of sea surface anomalies., *Beitr. Phys. Atmosph.*, *50*(1-2), 25–40.

Gray, L. J. (2003), The influence of the equatorial upper stratosphere on stratospheric sudden warmings, *Geophys. Res. Lett.*, *30*(4), 1166, doi:10.1029/2002GL016430.

Gray, L. J., S. Crooks, C. Pascoe, S. Sparrow, and M. Palmer (2004), Solar and QBO influences on the timing of stratospheric sudden warmings, *Journal of the atmospheric sciences*, *61*(23), 2777–2796.

Hardiman, S. C., N. Butchart, S. M. Osprey, L. J. Gray, A. C. Bushell, and T. J. Hinton (2010), The Climatology of the Middle Atmosphere in a Vertically Extended Version of the Met Office's Climate Model. Part I: Mean State, *Journal of the Atmospheric Sciences*, *67*(5), 1509–1525, doi:10.1175/2009JAS3337.1.

Hardiman, S. C., N. Butchart, T. J. Hinton, S. M. Osprey, and L. J. Gray (2012), The effect of a well resolved stratosphere on surface climate: Differences between CMIP5 simulations with high and low top versions of the Met Office climate model, *Journal of Climate*, 120514080752004, doi:10.1175/JCLI-D-11-00579.1.

Hartley, D. E., J. T. Villarin, R. X. Black, and C. A. Davis (1998), A new perspective on the dynamical link between the stratosphere and troposphere, *Nature*, *391*(6666), 471–474, doi:10.1038/35112.

Hartmann, D. L., and F. Lo (1998), Wave-Driven Zonal Flow Vacillation in the Southern Hemisphere, *Journal of the Atmospheric Sciences*, *55*(8), 1303–1315, doi:10.1175/1520-0469(1998)055<1303:WDZFVI>2.0.CO;2.

Hartmann, D. L., J. M. Wallace, V. Limpasuvan, D. W. J. Thompson, and J. R. Holton (2000), Can ozone depletion and global warming interact to produce rapid climate change?, *PNAS*, *97*(4), 1412–1417, doi:10.1073/pnas.97.4.1412.

Haynes, P. H., M. E. McIntyre, T. G. Shepherd, C. J. Marks, and K. P. Shine (1991), On the "Downward Control" of Extratropical Diabatic Circulations by Eddy-Induced Mean Zonal Forces, *Journal of the Atmospheric Sciences*, *48*(4), 651–678, doi:10.1175/1520-0469(1991)048<0651:OTCOED>2.0.CO;2.

Holton, J. R., and H.-C. Tan (1980), The Influence of the Equatorial Quasi-Biennial Oscillation on the Global Circulation at 50 mb., *Journal of Atmospheric Sciences*, *37*, 2200–2208, doi:10.1175/1520-0469(1980)037<2200:TIOTEQ>2.0.CO;2.

Holton, J. R., and H. C. Tan (1982), The quasi-biennial oscillation in the Northern Hemisphere lower stratosphere, *Meteorological Society of Japan, Journal*, *60*, 140–148.

Holton, J. R., and J. Austin (1991), The Influence of the Equatorial QBO on Sudden Stratospheric Warmings, *Journal of the Atmospheric Sciences*, *48*(4), 607–618,

doi:10.1175/1520-0469(1991)048<0607:TIOTEQ>2.0.CO;2.

Holton, J. R., P. H. Haynes, M. E. McIntyre, A. R. Douglass, R. B. Rood, and L. Pfister (1995), Stratosphere-troposphere exchange, *Reviews of Geophysics*, *33*(4), 403–439, doi:10.1029/95RG02097.

Ineson, S., and A. A. Scaife (2009), The role of the stratosphere in the European climate response to El Niño, *Nature Geoscience*, *2*(1), 32–36, doi:10.1038/ngeo381.

Jung, T., F. Vitart, L. Ferranti, and J.-J. Morcrette (2011), Origin and predictability of the extreme negative NAO winter of 2009/10, *Geophys. Res. Lett.*, *38*(7), L07701, doi:10.1029/2011GL046786.

Kirtman, B., and A. Pirani (2009), The State of the Art of Seasonal Prediction: Outcomes and Recommendations from the First World Climate Research Program Workshop on Seasonal Prediction, *Bulletin of the American Meteorological Society*, *90*(4), 455–458, doi:10.1175/2008BAMS2707.1.

Kodera, K., K. Yamazaki, M. Chiba, and K. Shibata (1990), Downward propagation of upper stratospheric mean zonal wind perturbation to the troposphere, *Geophys. Res. Lett.*, *17*(9), 1263–1266, doi:10.1029/GL017i009p01263.

Kolstad, E., and A. Charlton-Perez (2011), Observed and simulated precursors of stratospheric polar vortex anomalies in the Northern Hemisphere, *Climate Dynamics*, *37*(7), 1443–1456, doi:10.1007/s00382-010-0919-7.

Krishnamurti, T. N., C. M. Kishtawal, D. W. Shin, and C. E. Williford (2000), Improving Tropical Precipitation Forecasts from a Multianalysis Superensemble, *Journal of Climate*, *13*(23), 4217–4227, doi:10.1175/1520-0442(2000)013<4217:ITPFFA>2.0.CO;2.

Kumar, K. K., B. Rajagopalan, and M. A. Cane (1999), On the Weakening Relationship Between the Indian Monsoon and ENSO, *Science*, *284*(5423), 2156–2159, doi:10.1126/science.284.5423.2156.

Labitzke, K., and H. V. Loon (1988), Associations between the 11-year solar cycle, the QBO and the atmosphere. Part I: the troposphere and stratosphere in the northern hemisphere in

winter, *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, *50*(3), 197–206, doi:10.1016/0021-9169(88)90068-2.

Labitzke, K., and M. Kunze (2009), On the remarkable Arctic winter in 2008/2009, *J. Geophys. Res.*, *114*(D1), D00I02, doi:10.1029/2009JD012273.

Latif, M. et al. (2001), ENSIP: the El Niño simulation intercomparison project, *Climate Dynamics*, *18*(3), 255–276, doi:10.1007/s003820100174.

Limpasuvan, V., and D. L. Hartmann (2000), Wave-Maintained Annular Modes of Climate Variability, *Journal of Climate*, *13*(24), 4414–4429, doi:10.1175/1520-0442(2000)013<4414:WMAMOC>2.0.CO;2.

Limpasuvan, V., D. W. J. Thompson, and D. L. Hartmann (2004), The Life Cycle of the Northern Hemisphere Sudden Stratospheric Warmings, *Journal of Climate*, *17*(13), 2584–2596, doi:10.1175/1520-0442(2004)017<2584:TLCOTN>2.0.CO;2.

Lott, F., L. Guez, and P. Maury (2012), A stochastic parameterization of non-orographic gravity waves: Formalism and impact on the equatorial stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, *39*(6), L06807, doi:10.1029/2012GL051001.

Lucarini, V., S. Calmanti, A. Dell'Aquila, P. Ruti, and A. Speranza (2007), Intercomparison of the northern hemisphere winter mid-latitude atmospheric variability of the IPCC models, *Climate Dynamics*, *28*(7), 829–848, doi:10.1007/s00382-006-0213-x.

McIntyre, M. E., 1982: How well do we understand the dynamics of stratospheric warmings? *J. Meteor. Soc. Japan*, 60, 37–65.

Mahfouf, J.-F., A. O. Manzi, J. Noilhan, H. Giordani, and M. DéQué (1995), The Land Surface Scheme ISBA within the Météo-France Climate Model ARPEGE. Part I. Implementation and Preliminary Results, *Journal of Climate*, *8*(8), 2039–2057, doi:10.1175/1520-0442(1995)008<2039:TLSSIW>2.0.CO;2.

Manzini, E., M. A. Giorgetta, M. Esch, L. Kornblueh, and E. Roeckner (2006), The Influence of Sea Surface Temperatures on the Northern Winter Stratosphere: Ensemble Simulations with the MAECHAM5 Model, *Journal of Climate*, *19*(16), 3863–3881,

doi:10.1175/JCLI3826.1.

Marshall, A. G., A. A. Scaife, and S. Ineson (2009), Enhanced Seasonal Prediction of European Winter Warming following Volcanic Eruptions, *Journal of climate*, *22*(23), 6168–6180.

Marshall, A. G., and A. A. Scaife (2010), Improved predictability of stratospheric sudden warming events in an atmospheric general circulation model with enhanced stratospheric resolution, *J. Geophys. Res.*, *115*(D16), D16114, doi:10.1029/2009JD012643.

Martius, O., L. M. Polvani, and H. C. Davies (2009), Blocking precursors to stratospheric sudden warming events, *Geophys. Res. Lett.*, *36*(14), L14806, doi:10.1029/2009GL038776.

Maycock, A., S. Keeley, A. Charlton-Perez, and F. Doblas-Reyes (2011), Stratospheric circulation in seasonal forecasting models: implications for seasonal prediction, *Climate Dynamics*, *36*(1), 309–321, doi:10.1007/s00382-009-0665-x.

Michelangeli, P.-A., R. Vautard, and B. Legras (1995), Weather regimes: recurrence and quasi stationarity, *Journal of the atmospheric sciences*, *52*(8), 1237–1256.

Miller, R. L., G. A. Schmidt, and D. T. Shindell (2006), Forced annular variations in the 20th century Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment Report models, *J. Geophys. Res.*, *111*(D18), D18101, doi:10.1029/2005JD006323.

Mitchell, D. M., L. J. Gray, and A. J. Charlton-Perez (2011), The structure and evolution of the stratospheric vortex in response to natural forcings, *J. Geophys. Res.*, *116*(D15), D15110, doi:10.1029/2011JD015788.

Morcrette, J.-J. (1990), Impact of Changes to the Radiation Transfer Parameterizations Plus Cloud Optical. Properties in the ECMWF Model, *Monthly Weather Review*, *118*(4), 847–873, doi:10.1175/1520-0493(1990)118<0847:IOCTTR>2.0.CO;2.

Morcrette, J.-J., E. J. Mlawer, M. J. Iacono and S. A. Clough (2001). Impact of the radiation- transfer scheme rrtm in the ecmwf forecast system. *ECMWF Newsletter*, 91.

Nakagawa, K. I., and K. Yamazaki (2006), What kind of stratospheric sudden warming propagates to the troposphere?, *Geophys. Res. Lett.*, *33*(4), L04801, doi:10.1029/2005GL024784.

Naoe, H., and K. Shibata (2010), Equatorial quasi-biennial oscillation influence on northern winter extratropical circulation, *J. Geophys. Res.*, *115*(D19), D19102, doi:10.1029/2009JD012952.

Neelin, J. D., D. S. Battisti, A. C. Hirst, F.-F. Jin, Y. Wakata, T. Yamagata, and S. E. Zebiak (1998), ENSO theory, *J. Geophys. Res.*, *103*(C7), 14261–14,290, doi:10.1029/97JC03424.

Norton, W. A. (2003), Sensitivity of northern hemisphere surface climate to simulation of the stratospheric polar vortex, *Geophys. Res. Lett.*, *30*(12), 1627, doi:10.1029/2003GL016958.

Oki, T., and Y. C. Sud (1997), Design of Total Runoff Integrating Pathways (TRIP)—A Global River Channel Network., *Earth Interactions*, *2*.

Ouzeau, G., J. Cattiaux, H. Douville, A. Ribes, and D. Saint -Martin (2011), European cold winter 2009–2010: How unusual in the instrumental record and how reproducible in the ARPEGE- Climat model?, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L11706,doi:10.1029/2011GL047667.

Palmer, T. N. et al. (2004), Development of a European Multimodel Ensemble system for seasonal-to-interannual prediction (DEMETER), *Bulletin of the American Meteorological Society*, *85*(6), 853–872, doi:10.1175/BAMS-85-6-853.

Pascoe, C. L., L. J. Gray and A. A. Scaife (2006), A GCM study of the influence of equatorial winds on the timing of sudden stratospheric warmings. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L06825.

Paul, J., F. Fortuin, and H. Kelder (1998), An ozone climatology based on ozonesonde and satellite measurements, *J. Geophys. Res.*, *103*(D24), 31709–31,734, doi:10.1029/1998JD200008.

Peings, Y., H. Douville, and P. Terray (2009), Extended winter Pacific North America oscillation as a precursor of the Indian summer monsoon rainfall, *Geophys. Res. Lett.*, *36*, 5 PP., doi:200910.1029/2009GL038453.

Peings, Y., and H. Douville (2010), Influence of the Eurasian snow cover on the Indian summer monsoon variability in observed climatologies and CMIP3 simulations, *Climate Dynamics*, *34*(5), 643–660, doi:10.1007/s00382-009-0565-0.

Peings, Y., H. Douville, R. Alkama, and B. Decharme (2011), Snow contribution to springtime atmospheric predictability over the second half of the twentieth century, *Climate Dynamics*, *37*(5), 985–1004, doi:10.1007/s00382-010-0884-1.

Peings, Y., D. Saint-Martin, and H. Douville (2012a), A Numerical Sensitivity Study of the Influence of Siberian Snow on the Northern Annular Mode, *Journal of Climate*, *25*(2), 592–607, doi:10.1175/JCLI-D-11-00038.1.

Peings, Y., D. Saint-Martin, and H. Douville (2012b), A Numerical Sensitivity Study of the Influence of Siberian Snow on the Northern Annular Mode, *Journal of Climate*, *25*(2), 592–607, doi:10.1175/JCLI-D-11-00038.1.

Perlwitz, J., and N. Harnik (2003), Observational Evidence of a Stratospheric Influence on the Troposphere by Planetary Wave Reflection, *Journal of Climate*, *16*(18), 3011–3026, doi:10.1175/1520-0442(2003)016<3011:OEOASI>2.0.CO;2.

Perlwitz, J., and N. Harnik (2004), Downward Coupling between the Stratosphere and Troposphere: The Relative Roles of Wave and Zonal Mean Processes*, *Journal of Climate*, *17*(24), 4902–4909, doi:10.1175/JCLI-3247.1.

Pinto, J., M. Reyers, and U. Ulbrich (2011), The variable link between PNA and NAO in observations and in multi-century CGCM simulations, *Climate Dynamics*, *36*(1), 337–354, doi:10.1007/s00382-010-0770-x.

Plumb, R. A. (1977), The Interaction of Two Internal Waves with the Mean Flow: Implications for the Theory of the Quasi-Biennial Oscillation, *Journal of the Atmospheric Sciences*,*34*(12), 1847–1858, doi:10.1175/1520-0469(1977)034<1847:TIOTIW>2.0.CO;2.

Plumb, R. A., and K. Semeniuk (2003), Downward migration of extratropical zonal wind anomalies, *J. Geophys. Res.*, *108*(D7), 4223, doi:10.1029/2002JD002773.

Polvani, L. M., and P. J. Kushner (2002), Tropospheric response to stratospheric perturbations in a relatively simple general circulation model, *Geophys. Res. Lett.*, *29*(7), 1114, doi:10.1029/2001GL014284.

Ren, R.-C., M. Cai, C. Xiang, and G. Wu (2012), Observational evidence of the delayed response of stratospheric polar vortex variability to ENSO SST anomalies, *Climate Dynamics*, *38*(7), 1345–1358, doi:10.1007/s00382-011-1137-7.

Robinson, W. A. (1991), The dynamics of the zonal index in a simple model of the atmosphere, *Tellus A*, *43*(5), 295–305, doi:10.1034/j.1600-0870.1991.t01-4-00005.x.

Roff, G., D. W. J. Thompson, and H. Hendon (2011), Does increasing model stratospheric resolution improve extended-range forecast skill?, *Geophys. Res. Lett.*, *38*(5), L05809, doi:10.1029/2010GL046515.

Sahai, A. K., R. Chattopadhyay, and B. N. Goswami (2008), A SST based large multi-model ensemble forecasting system for Indian summer monsoon rainfall, *Geophysical Research Letters*, *35*(19), doi:10.1029/2008GL035461.

Saito, K., J. Cohen, and D. Entekhabi (2001), Evolution of Atmospheric Response to Early-Season Eurasian Snow Cover Anomalies, *Monthly Weather Review*, *129*(11), 2746–2760, doi:10.1175/1520-0493(2001)129<2746:EOARTE>2.0.CO;2.

Scaife, A. A., N. Butchart, C. D. Warner, D. Stainforth, W. Norton, and J. Austin (2000), Realistic quasi-biennial oscillations in a simulation of the global climate, *Geophys. Res. Lett.*, *27*(21), 3481–3484, doi:10.1029/2000GL011625.

Scaife, A. A., J. R. Knight, G. K. Vallis, and C. K. Folland (2005), A stratospheric influence on the winter NAO and North Atlantic surface climate, *Geophys. Res. Lett.*, *32*(18), L18715, doi:10.1029/2005GL023226.

Scaife, A. A., and J. R. Knight (2008), Ensemble simulations of the cold European winter of 2005-2006, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *134*(636), 1647–1659, doi:10.1002/qj.312.

Scott, R. K., and P. H. Haynes (2002), The Seasonal Cycle of Planetary Waves in the Winter Stratosphere, *Journal of the Atmospheric Sciences*, *59*(4), 803–822, doi:10.1175/1520-0469(2002)059<0803:TSCOPW>2.0.CO;2.

Seager, R., Y. Kushnir, J. Nakamura, M. Ting, and N. Naik (2010), Northern Hemisphere winter snow anomalies: ENSO, NAO and the winter of 2009/10, *Geophys. Res. Lett.*, *37*(14), L14703, doi:10.1029/2010GL043830.

Shaw, T. A., J. Perlwitz, and N. Harnik (2010), Downward Wave Coupling between the Stratosphere and Troposphere: The Importance of Meridional Wave Guiding and Comparison with Zonal-Mean Coupling, *Journal of Climate*, *23*(23), 6365–6381, doi:10.1175/2010JCLI3804.1.

Shiogama, H., and H. Mukougawa (2005), Influence of ENSO on the Stratosphere-Troposphere Coupling during Stratospheric Sudden Warming Events, *Sola*, *1*, 125–128.

Smith, K. L., C. G. Fletcher, and P. J. Kushner (2010), The Role of Linear Interference in the Annular Mode Response to Extratropical Surface Forcing, *Journal of Climate*, *23*(22), 6036–6050, doi:10.1175/2010JCLI3606.1.

Smith, K. L., and P. J. Kushner (2012), Linear interference and the initiation of extratropical stratosphere-troposphere interactions, *J. Geophys. Res.*, *117*(D13), D13107, doi:10.1029/2012JD017587.

Song, Y., and W. A. Robinson (2004), Dynamical Mechanisms for Stratospheric Influences on the Troposphere., *Journal of Atmospheric Sciences*, *61*, 1711–1725, doi:10.1175/1520-0469(2004)061<1711:DMFSIO>2.0.CO;2.

Stoner, A. M. K., K. Hayhoe, and D. J. Wuebbles (2009), Assessing General Circulation Model Simulations of Atmospheric Teleconnection Patterns, *Journal of Climate*, *22*(16), 4348–4372, doi:10.1175/2009JCLI2577.1.

Taguchi, M. (2008), Is There a Statistical Connection between Stratospheric Sudden Warming and Tropospheric Blocking Events?, *Journal of the atmospheric sciences*, *65*(4), 1442–1454.

Taylor, K. E. (2001), Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram, *J. Geophys. Res.*, *106*(D7), 7183–7192, doi:10.1029/2000JD900719.

Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace (1998), The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields, *Geophysical research letters*, *25*(9), 1297–1300.

Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace (2000), Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part I: Month-to-Month Variability, *Journal of Climate*, *13*(5), 1000–1016, doi:10.1175/1520-0442(2000)013<1000:AMITEC>2.0.CO;2.

Tibaldi, S., and F. Molteni (1990), On the operational predictability of blocking, *Tellus A*, *42*(3), 343–365, doi:10.1034/j.1600-0870.1990.t01-2-00003.x.

Uppala, S. M. et al. (2005), The ERA-40 re-analysis, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *131*(612), 2961–3012, doi:10.1256/qj.04.176.

Vautard, R. (1990), Multiple weather regimes over the North Atlantic analysis of precursors and successors, *Monthly weather review*, *118*(10), 2056–2081.

Voldoire, A. et al. (2012), The CNRM-CM5.1 global climate model: description and basic evaluation, *Climate Dynamics*, 1–31, doi:10.1007/s00382-011-1259-y.

Walker, S. G. T. (1924), *Correlation in Seasonal Variations of Weather, X: Applications to Seasonal Forecasting in India*, Meteorological Office.

Wang, B. et al. (2009), Advance and prospectus of seasonal prediction: assessment of the APCC/CliPAS 14-model ensemble retrospective seasonal prediction (1980–2004), *Climate Dynamics*, *33*(1), 93–117, doi:10.1007/s00382-008-0460-0.

Watanabe, M., and T. Nitta (1998), Relative Impacts of Snow and Sea Surface Temperature Anomalies on an Extreme Phase in the Winter Atmospheric Circulation, *Journal of Climate*, *11*(11), 2837–2857, doi:10.1175/1520-0442(1998)011<2837:RIOSAS>2.0.CO;2.

Wu, R., and B. P. Kirtman (2005), Near-Annual SST Variability in the Equatorial Pacific in a Coupled General Circulation Model, *Journal of Climate*, *18*(21), 4454–4473,

doi:10.1175/JCLI3536.1.

Yoden, S., M. Taguchi, and Y. Naito (2002), Numerical Studies on Time Variations of the Troposphere-Stratosphere Coupled System, *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, *80*(4B), 811–830.